



Pro gradu -tutkielma
Meteorologia

LUMI ILMASTON OSANA – LUMEN VESIARVON JA PINNAN ALBEDON
MALLINTAMINEN POHJOIS-EURAASIAN ALUEELLA

Anna Parvio

31.1.2008

Ohjaajat: Kirsti Jylhä, Hannu Savijärvi

Tarkastajat: Hannu Savijärvi, Kirsti Jylhä

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIKAALISTEN TIETEIDEN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

SISÄLLYSLUETTELO

1. JOHDANTO.....	1
2. LUMI JA ILMASTO.....	2
2.1 Lumipeitteen vaikutus ilmastoon.....	2
2.2 Lumiolosuhteiden viimeaikaisia trendejä.....	3
2.2.1 Lumipeitteen havainnoiminen	3
2.2.2 Pohjoisen pallonpuoliskon lumihavaintoja.....	5
2.2.3 Euraasian lumihavaintoja.....	7
2.2.4 Fennoskandian lumihavaintoja.....	10
2.3 Lumipeitteen tulevaisuus Pohjois-Euraasiassa.....	10
3. LUMEN MALLINTAMINEN ERA-40 -UDELLEENANALYYSISSÄ.....	12
3.1 ERA-40 lyhyesti.....	12
3.2 Lumen vesiarvo.....	13
3.3 Pinnan albedo.....	15
4. LUMEN MALLINTAMINEN ECHAM5-ILMASTOMALLISSA.....	17
4.1 ECHAM5 lyhyesti.....	17
4.2 Lumen vesiarvo.....	18
4.3 Pinnan albedo.....	19
5. LUMEN MALLINTAMINEN RCA3-MALLISSA ESIMERKKINÄ ALUEELLISISTA ILMASTOMALLEISTA.....	21
5.1 Lumen vesiarvo	21
5.2 Pinnan albedo.....	23
6. LUMEN MALLINTAMISEN VERTAILUA	24
6.1 ERA-40 ja ECHAM5.....	24
6.2 ERA-40 ja RCA3.....	25
6.3 ECHAM5 ja RCA3.....	25
7. LUMEN VESIARVOAINEISTOJEN VERTAILUA.....	26
7.1 Aineistojen kuvaus	26
7.1.1 ERA-40.....	26
7.1.2 ECHAM5.....	27
7.1.3 INTAS-SCCONE.....	27
7.2 Keskimääräiset arvot	28
7.2.1 Talvi.....	28
7.2.2 Maaliskuu.....	31
7.3 Vuosien välinen vaihtelu.....	33
7.3.1 Talvi.....	33
7.3.2 Maaliskuu.....	35
7.4 Aluekeskiarvot.....	35
7.4.1 Pohjois-Euraasia.....	36
7.4.2 Pohjois-Eurooppa.....	38
7.5 INTAS-SCCONE-aineisto.....	41
8. LUMIPEITTEISEN PINNAN ALBEDO -AINEISTOJEN VERTAILUA.....	44
8.1 Keskimääräiset arvot.....	44

8.1.1 Talvi.....	44
8.1.2 Maaliskuu.....	45
8.2 Aluekeskiarvot.....	47
8.2.1 Pohjois-Euraasia.....	47
8.2.2 Pohjois-Eurooppa.....	49
9. TULOSTEN TARKASTELUA.....	50
9.1 Lumen vesiarvo.....	50
9.2 Pinnan albedo.....	54
10. YHTEENVETO.....	57
KIITOKSET.....	60
KIRJALLISUUSLUETTELO.....	61
LIITE 1: ERA-40:N LUMEN VESIARVOKUVIA	
LIITE 2: ECHAM5:N LUMEN VESIARVOKUVIA	
LIITE 3: ILMATIETEEN LAITOKSEN LUMENSYVYYSHAVAINTOJA	

1. JOHDANTO

Lumi on tärkeä osa maapallon ilmastojärjestelmää sekä maailmanlaajuisessa että paikallisessa mittakaavassa. Hyvien heijastusominaisuuksiensa ansiosta lumipeite kasvattaa maanpinnan albedoa eli heijastuskykyä ja vaikuttaa maapallon säteilytaseeseen. Lumi myös toimii esimerkiksi makean veden varastona ja lämpöeristeenä. Lumensyvyyttä on kartoitettu erilaisilla menetelmillä eri puolilla pohjoista pallonpuoliskoa jo 1800-luvun lopulta lähtien (Lemke et al. 2007). 1960-luvulla lumihavaintoja alettiin tehdä myös satelliittien avulla.

Havainnot lumiolosuhteista toimivat ilmaston lämpenemisen herkkänä osoittimenä. Pitkien aikasarjojen avulla on saatu ja tullaan vastakin saamaan tärkeää tietoa ilmastomuutoksen etenemisestä varsinkin pohjoisilla alueilla. Lumisuureiden mallintaminen on varsin tärkeää myös ilmastomalleissa, jotta tulevia ilmastollisia olosuhteita ja mahdollisia muutoksia osataan arvioida oikein. Erityisen merkittävää on lumipeitteen laajuuden ja pinnan albedon kuvaaminen. Lumi ja pinnan albedo liittyvät toisiinsa positiivisen palautemekanismin kautta: kun lumen määrä vähenee, pienenee myös pinnan albedo, mikä taas vaikuttaa maapallon säteilyominaisuuksiin ja edelleen koko ilmastoon.

Tässä tutkimuksessa tarkastelen Euroopan keskipitkien sääennusteiden keskuksen (ECMWF) ERA-40-uudelleenanalyysijärjestelmän ja Max Planck Instituutin ilmakehän yleisen kiertoliikkeen mallin, ECHAM5:n kykyä mallintaa lumen vesi-arvoa ja pinnan albedoa. Tarkoituksena oli selvittää näiden kahden mallinnustavan välisiä eroja ja myös sitä, kuinka hyvin ECHAM5 kuvaa lumiolosuhteita nykyilmastossa. Tämä työ tehtiin osana Ilmatieteen laitoksen, Teknillisen korkeakoulun ja Suomen ympäristökeskuksen SNOW-CLIM-hanketta, joka käsittelee lumen kartoitusta pohjoisilla ja subarktisilla alueilla sekä satelliittihavaintoihin pohjautuvan informaatiojärjestelmän soveltamista ilmastotutkimukseen.

Tarkastelen tässä tutkielmassa aluksi lumen vaikutusta ilmastoon ja luon katsauksen viimeaikaisiin lumen määrää ja sen muutoksia käsitteleviin tutkimuksiin sekä lumipeitteen tulevaisuuteen. Tämän jälkeen esittelen lumen vesi-arvon ja pinnan albedon mallintamista ERA-40-uudelleenanalyysihankkeessa sekä ilmakehän yleisen kiertoliikkeen mallissa, ECHAM5:ssä. Vertailen näitä kahta myös esimerkinomaisesti

Rosby-keskuksen alueelliseen ilmastomalliin, RCA3:een. Lopuksi vertailen ERA-40:n ja ECHAM5:n lumen vesi-arvo- ja pinnan albedo -aineistoista saatuja tuloksia ja pohdin syitä eroavaisuuksiin. Erikseen tarkastelen lisäksi INTAS-SCCONE-hankkeen aineiston ja ERA-40-aineiston lumen vesi-arvon maksimiarvoja. Lumen vesi-arvosta käytän lyhennettä SWE (snow water equivalent) ja lumen peittämää aluetta tarkoitan lyhenteellä SCA (snow covered area).

2. LUMI JA ILMASTO

2.1 Lumipeitteen vaikutus ilmastoon

Lumipeite aiheuttaa muutoksia alailmakehän ja maanpinnan energiataseeseen. Lumipinnalla on kaikista luonnollisista pinnoista korkein heijastuskyky eli albedo, joten se voi heijastaa suuren määrän saapuvasta auringonsäteilystä takaisin avaruuteen. Ilman lunta tämä saapuva auringonsäteily imeytyisi maanpintaan lämmittäen sitä ja ilmakehää (Cohen 1994). Uusi lumi voi heijastaa saapuvasta auringonsäteilystä jopa 90 %, mutta lumipeitteen ikääntyessä tai alkaessa sulaa sen albedo pienenee huomattavasti. Myös kasvillisuuden korkeus vaikuttaa albedon suuruuteen: mitä korkeampaa kasvillisuutta, sitä pienempi albedo (Burroughs 1999 s. 76-77).

Lumipeitteen muutokset muuttavat ilmastoa. Näiden muutosten vaikutukset voivat olla maailmanlaajuisia tai alueellisia. Jotta vaikutuksesta tulisi merkittävä, lumipeitteessä tapahtuvan muutoksen on kestettävä huomattavan kauan. Laajimmat poikkeamat lumipeitteen laajuudessa tapahtuvat todennäköisimmin talvella, koska lunta on tällöin yleensä eniten. Niiden tulisi kuitenkin kestää kevääseen tai jopa kesään asti, jotta vaikutus ilmastoon olisi merkittävä. Juuri keväällä ja kesällä auringonsäteilyä on eniten saatavilla. Alueelliset vaikutukset ovat usein voimakkaampia ja lyhytkestoisempia.

Lumipeitteen merkittävin ilmastollinen vaikutus aiheutuu niin sanotusta positiivisesta palautemekanismista. Kun lumipeite lisääntyy, avaruuteen takaisin heijastuvan auringonsäteilyn määrä kasvaa, mikä viilentää ilmastoa entisestään ja siten edistää lumipeitteen lisääntymistä edelleen. Toisaalta lumipeitteen vähentyessä maanpintaan ab-

sorboituvan lyhytaaltosäteilyn määrä lisääntyy, joten lumipeitteen väheneminen vaikuttaa ilmastoa lämmittävästi. Tämä puolestaan nopeuttaa lumipeitteen vähenemistä entisestään ja vahvistaa näin muutoksia. Tällä tavoin muutokset lumipeitteessä vaikuttavat oleellisesti heijastuvan säteilyn määrään ja sitä kautta koko ilmastoon (Burroughs 1999 s.76-77).

Lumipeitteellä on myös muunlaisia vaikutuksia ilmakehään ja sen lämpötilaan:

- 1) Kylmä lumipinta jäähdyttää yläpuolellaan olevaa ilmaa. Säteilyjäähdytystä estävää sumua ei useinkaan muodostu, koska veden kyllästyshöyrynpaine on pienempi lumi- ja jääpinnan suhteen kuin vesipinnan suhteen. Ilmassa oleva vesihöyry siis härmistyy lumipintaan (Koistinen 2001 s. 40).
- 2) Uusi lumi toimii lämpöeristeenä, koska se johtaa huonosti lämpöä. Tämä estää maahan varastoituneen lämmön vapautumista yläpuoliseen ilmakehään (Cohen 1994) ja pitää lumipinnan usein kylmänä.
- 3) Sulava lumi toimii latentin lämmön nieluna, koska lumen sulattamiseen tarvitaan suuria määriä energiaa: tarvitaan 334 kJ sulattamaan 1 kg lunta ja jopa 2 834 kJ höyrystämään 1 kg lunta nollan asteen lämpötilassa (Cohen 1994).
- 4) Varsinkin keski- ja korkeilla leveysasteilla lumipeite vaikuttaa ilmakehän kiertoliikkeeseen. Lumipeite nostaa pintapainetta Arktisella alueella aiheuttaen suotuisat olosuhteet Pohjois-Atlantin värähtelyn (NAO) negatiiviselle vaiheelle (Vavrus 2007).

Muuttamalla pinnan läheistä termodynamiikkaa lumipeite voi siis muuttaa pinnan läheisiä lämpötiloja ja mahdollisesti jopa ilmakehän dynamiikkaa. Lumipeitteellä on ilmastoon myös epäsuoria palautevaikutuksia. Tällaisia ovat esimerkiksi vaikutukset kesän maan kosteuteen (Lemke et al. 2007) ja kyky varastoida makeaa vettä (Moberg et al. 2005).

2.2 Lumiolosuhteiden viimeaikaisia trendejä

2.2.1 Lumipeitteen havainnoiminen

Sveitsissä, Yhdysvalloissa, entisen Neuvostoliiton alueella sekä Suomessa lumi-havainnot ulottuvat jopa 1800-luvun loppupuolelle (Lemke et al. 2007). Varsinaisesti lumensyvyyyden ja lumen vesiarvon mittaaminen yleistyi 1950-lukuun mennessä

Euraasiassa ja läntisen Pohjois-Amerikan vuoristossa. In situ -lumihavaintoaineistoon vaikuttavat mittausasemien siirrot, havaintokäytännön muutokset, maanpinnan muokkaus sekä asemien maantieteellisesti epätasainen jakauma.

Lumensyvyys mitataan valkoiseksi maalatun lumikepin avulla (Mustonen 1986 s. 48-49). Mittauspaikan olisi hyvä olla tasainen, mutta se ei kuitenkaan saisi olla liian avoin. Lumensyvyys luetaan mittauspaikalta muutaman metrin etäisyydeltä lumikepiltä vaakasuorassa tasossa lumenpintaa pitkin. Näin tehdään, jottei lumikeppiä ympäröivä sulanut tai kasautunut lumi vaikuta lukemaan. Mittaus tehdään senttimetrin tarkkuudella. Suomessa lumensyvyyttä mittaa Ilmatieteen laitos.

Lumen vesiarvo kertoo lumikerroksesta sulatettuna muodostuvan vesikerroksen paksuuden. Sen mittaamiseen käytetään mm. peltieriötä ja lumipuntaria. Koska lumen syvyys, tiheys ja vesiarvo saattavat vaihdella paljonkin lähekkäisissä havaintopaikoissa, tietyllä alueella vallitsevat lumen ominaisuudet mitataan lumilinjamittauksella. Sen avulla saadaan edustava kuva alueen lumioloista. Lumilinja on 2-4 kilometriä pitkä, yleensä neliönmuotoinen mittausreitti, joka kattaa paikkakunnan eri maastotyyppit. Linjamittaukseen kuuluu Suomessa yleensä 80 lumensyvyyksmittausta ja lisäksi lumen vesiarvon määrittämiseksi tehtäviä punnituksia. Suomessa lumilinjamittauksia tekee Suomen ympäristökeskus.

Lumen vesiarvo, lumen tiheys ja lumen syvyys liittyvät läheisesti toisiinsa:

$$SWE = \frac{\rho_s}{\rho_w} h_s \quad (2.1)$$

Tässä ρ_s = lumen tiheys, ρ_w = veden tiheys ja h_s = lumen syvyys (Mustonen 1986 s. 48-49).

Tärkeimmän keinon lumipeitteen laajamittaiseen havainnoimiseen muodostavat viikoittaiset näkyvän valon aallonpituudella tehtävät pohjoisen pallonpuoliskon lumipeitteen satelliittikartoitukset. U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) on tehnyt näitä karttoja vuodesta 1966 lähtien. Tulokset sopivat hyvin yhteen pintahavaintojen kanssa. Kartoitusmenettelytapojen muutokset vuonna 1999 ovat tosin aiheuttaneet aikasarjoihin epäjatkuvuutta muutamissa hila-

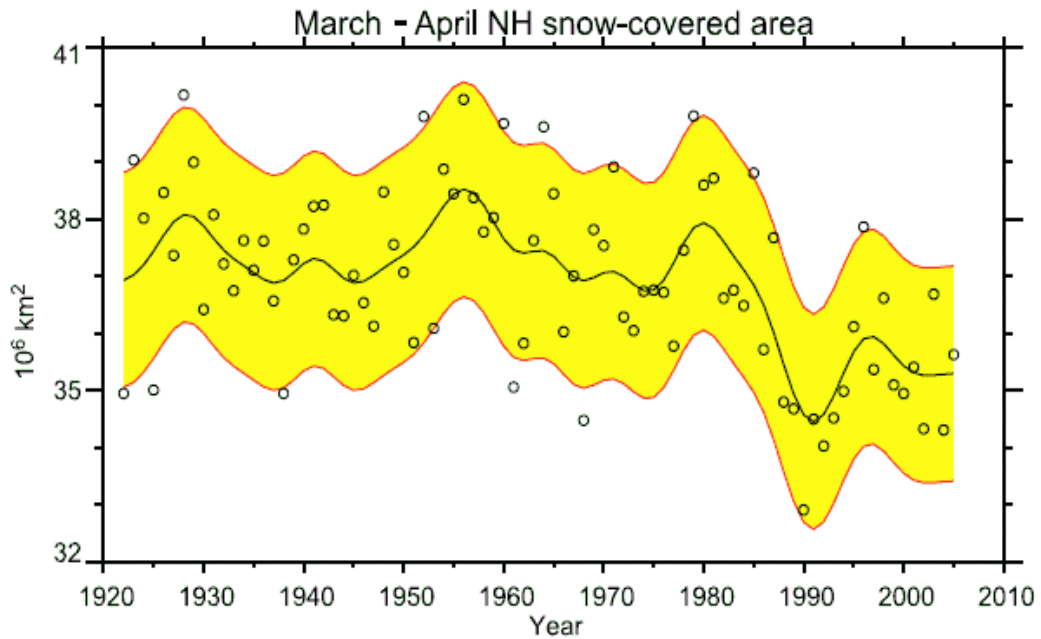
pisteissä. Eteläisellä pallonpuoliskolla lumenpeittämän alueen kartoitus alkoi vasta vuonna 2000 MODIS-satelliittiaineiston myötä.

Satelliitteihin sijoitettujen passiivisten mikroaaltoradiometrien avulla on vuodesta 1978 alkaen mitattu lumipeitteen laajuuden lisäksi myös lumensyvyyyttä ja lumen vesiärvä. Näitä mittauksia voidaan tehdä pilvipeitteestä ja talven pimeydestä huolimatta. Mikroaaltosatelliittiaineistosta saatavat arviot lumipeitteen laajuudesta osuvat pääosin kohtalaisen hyvin yhteen näkyvän valon aallonpituuksilta saatavan aineiston kanssa (Lemke et al. 2007).

2.2.2 Pohjoisen pallonpuoliskon lumihavaintoja

Jaksolla 1966-2004 keskimääräinen vuotuinen pohjoisen pallonpuoliskon lumen peittämä alue (SCA) oli laajuudeltaan $23,9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (Lemke et al. 2007). Tämä ei sisällä Grönlannin jääpeitettä. Vuosien välinen vaihtelu ei ollut suurinta talvella, jolloin keskimääräinen SCA on suurin, vaan syksyllä tai kesällä. Kuukausittainen keskijakautuma vaihteli elo-syyskuun $1,0 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ja lokakuun $2,7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ välillä.

Keskitalvella lumipeite kattaa noin 49 % pohjoisen pallonpuoliskon maa-alueista. Lumipeite on kuitenkin Lemken et al. (2007) mukaan vähentynyt useimmilla alueilla, erityisesti keväisin ja kesäisin. Satelliiteista havaittu pohjoisen pallonpuoliskon lumipeite väheni jaksolla 1966-2005 marraskuuta ja joulukuuta lukuunottamatta kaikkina kuukausina. Alueilla, joilla lumipeite väheni, lämpötilan nousu oli hallitseva tekijä, mikä heijastelee lumen ja lämpötilan välistä palautemekanismia. Niillä alueilla, joilla lumipeitteen havaittiin lisääntyneen, hallitseva tekijä oli lähes aina lisääntynyt sademäärä. Lämpötilan vaihteluilla ja trendeillä onkin merkittävä rooli pohjoisen pallonpuoliskon SCA:n vaihtelussa ja trendeissä. Lämpötila määrää, tuleeko sade vetenä vai lumena ja tapahtuuko sulamista. SCA korreloi lämpötilan kanssa melkein jokaisena kuukautena (Lemke et al. 2007).



Kuva 1: Lemken et al. (2007) päivittämä versio pohjoisen pallonpuoliskon maaliskuun huhtikuun keskimääräisestä lumen peittämästä alueesta (SCA) (alunperin Brown 2000). SCA:n arvot vuodesta 1972 eteenpäin perustuvat NOAA-satelliittitietaineistoihin, arvot ennen vuotta 1972 perustuvat Brownin (2000) johtamaan asemaperustaiseen lumipeitteen indeksiin. Musta käyrä kuvaa vuosikymmenten välistä vaihtelua ja keltaisella varjostettu alue osoittaa 5-95 % luottamusvälin.

1920-luvun alusta ja erityisesti 1970-luvun lopusta lähtien SCA on vähentynyt keväisin ja kesäisin, mutta ei oleellisesti talvisin huolimatta talvien lämpenemisestä. Samalla suurimman SCA:n kuukausi on vaihtunut helmikuusta tammikuuhun. Myös vuotuinen SCA on pienentynyt tilastollisesti merkittävästi, ja keväinen lumen sulaminen on aikaistunut lähes kahdella viikolla jaksolla 1972-2000. Vuosina 1967-1987 keskimääräinen SCA oli $24,4 \times 10^6$ km². Vuosina 1986-1988 tapahtui äkillinen muutos (kuva 1), ja vuodesta 1988 lähtien keskimääräinen vuotuinen SCA on ollut 23×10^6 km². Vähennemistä on tapahtunut siis noin 5 %, mikä on tilastollisesti merkittävää. Pidemmällä jaksolla (1922-2005) maaliskuun ja huhtikuun pohjoisen pallonpuoliskon SCA-trendissä näkyy tilastollisesti merkittävää vähenemistä: $2,7 \pm 1,5 \times 10^6$ km² tai prosentteina $7,5 \pm 2,5$ % (kuva 1) (Lemke et al. 2007).

Myös Brown (2000) on havainnut pohjoisen pallonpuoliskon lumipeitteen vähen-

tyneen juuri keväisin. Hänen tulostensa mukaan jaksolla 1922-1997 huhtikuun lumipeitteen laajuuden trendi oli selvästi laskeva. Lasku oli merkittävää, keskimäärin $3,1 \cdot 10^6 \text{ km}^2 / 100 \text{ a}$. Lumipeitteen väheneminen liittyi ilman lämpötilan huomattavaan nousuun ($1,26 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ a}$) pohjoisen pallonpuoliskon keskileveysasteiden (40° - 60°N) maa-alueilla.

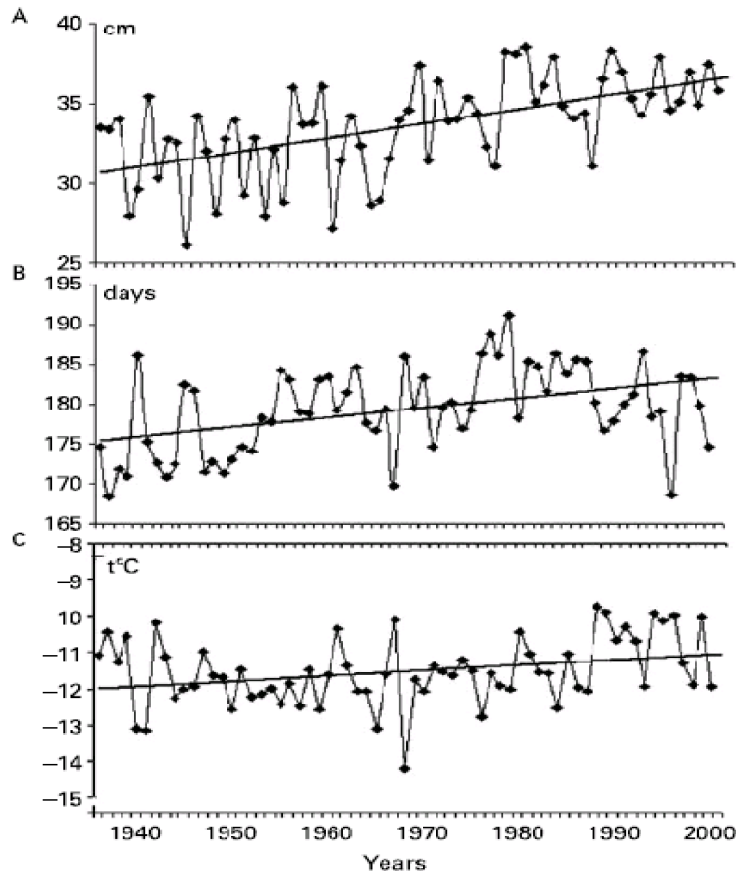
Lumipeitteen laajuuden ja ilman lämpötilan analyysi vuodesta 1950 eteenpäin paljastaa, että pohjoisella pallonpuoliskolla suurimmat muutokset ovat tapahtuneet maaliskuussa (Brown 2000). Lumipeitteen laajuuden väheneminen ja ilman lämpötilan nousu on ollut huomattavaa sekä Pohjois-Amerikassa että Euraasiassa. Lumipeitteen väheneminen vuodesta 1950 eteenpäin oli maaliskuussa keskimäärin $8,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2/100 \text{ a}$. Vastaavalla jaksolla (1950-1997) pohjoisen pallonpuoliskon keskileveysasteiden voimakkain lämpötilan nousu välillä marraskuu-huhtikuu osui niin ikään maaliskuulle ollen $4,1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ a}$.

Myös Kitaev et al. (2005) kirjoittaa satelliittimittausten osoittavan, että pohjoisen pallonpuoliskon vuotuinen lumipeitteen laajuus on vähentynyt noin 10 % vuodesta 1966 lähtien. Suurelta osin väheneminen aiheutuu keväiden ja kesien lumen vähentymisestä. Syksyisin ja talvisin lumipeitteen laajuudessa ei näy merkittäviä muutoksia. Lumipeitteen väheneminen 1980-luvulla liittyi läheisesti lämpötilan nousuun lumipeitteillä alueilla. Aikasarjat osoittavat, että pohjoisen pallonpuoliskon kevään ja kesän lumipeitteen laajuus on ollut viime vuosikymmenenä pienimmillään sataan vuoteen.

2.2.3 Euraasian lumihavaintoja

Lumen syvyyttä, lumen vesi-arvoa sekä lumipeiteajan kestoa entisen Neuvostoliiton alueella ja Fennoskandiassa vuosina 1936-2000 ovat tutkineet pintahavaintojen perusteella Kitaev et al. (2005). Saatujen tulosten mukaan yli 60 % Euraasian mantereesta on keskitalvella lumen peitossa, kesällä lunta ei ole juuri lainkaan. Pohjois-Euraasian lumensyvyyden alueelliset vaihtelut korreloivat ilmakehän kierto- liikkeen piirteiden ja orografian kanssa. Lumensyvyys on suurimmillaan Uralin seudulla, Pietarin alueella sekä Itä-Siperian läntisessä osassa. Korkeita arvoja löytyy

myös Venäjän kaukoidästä vyöhykkeeltä, jonne ulottuu Aleuttien matalapainejärjestelmän vaikutus. Pieniä lumensyvyiden arvoja löytyy Ukrainan alueelta ja sen itäpuolelta vyöhykkeeltä, jossa vaikuttaa Siperian korkeapaine.



Kuva 2: a) Lumen syvyyden (cm), b) lumipeitepäivien ja c) talven lämpötilan (marraskuu-toukokuu, °C) pitkän aikavälin vaihtelevuus Pohjois-Euraasian alueella. Tasainen viiva kuvaa lineaarista trendiä (Kitaev et al. 2005).

Kitaevin et al. (2005) mukaan lumensyvyiden lisääntyminen ja lumipeiteajan piteneminen jaksolla 1936-2000 on tyypillistä useimmille Pohjois-Euraasian osille. Samalla jaksolla lumensyvyys on kuitenkin vähentynyt joillakin eteläisillä alueilla. Lumensyvyiden kasvu on suurinta Venäjän kaukoidässä ja Itä-Euroopan tasangolla. Jälkimmäiseltä alueelta löytyy myös suurin lumipeitteisten päivien lukumäärän kasvu. Pitkän aikavälin talven sademäärän kasvu sopii yhteen lisääntyneiden lumipeitepäivien kanssa. Koko Pohjois-Euraasian alueella analyysi osoittaa sekä lumensyvyiden kasvua että lumipeitteisten päivien lukumäärän lisääntymistä. Myös talvilämpötilan trendi on nouseva. Lämpötilan noustessa mutta pysyessä kuitenkin

pakkasen puolella sademäärät kasvavat, mikä osaltaan selittänee lumensyvyyyden kasvavaa trendiä (kuva 2).

Ne päivät, joina lumipeitteen peittävyys on yli 50 %, lisääntyvät tasaisesti etelä-pohjois-suunnassa. Tällaisten päivien lukumäärän keskiarvot vaihtelevat Kazakstanin 86 ja Itä-Siperian 220 välillä. Nämä piirteet korreloivat myös talven ilman lämpötilan alueellisten vaihteluiden kanssa (Kitaev et al. 2005). Lemken et al. (2007) mukaan Keski-Euroopan tasaisemmilla alueilla lumipeiteajan kesto on viimeaikoina vähentynyt noin yhden vuorokauden vuodessa. Myös muun muassa Suomessa, entisen Neuvostoliiton alueella sekä Tiibetin ylängöllä lumipeiteajan on havaittu lyhentyneen, mutta toisaalta lumensyvyyyden maksimi-arvot ovat kasvaneet 1970-luvun lopulta lähtien.

Euroopan vuoristoisilla alueilla lumipeitteen trendejä luonnehtivat suuret vaihtelut, jotka liittyvät alueellisiin eroihin ja korkeuden muutoksiin. Lumipeitteen on havaittu vähentyneen muun muassa Sveitsin ja Slovakian vuoristoissa, mutta esimerkiksi Bulgariassa ei ole havaittu muutoksia jaksolla 1931-2000. Havaittu väheneminen oli suurinta alueilla, joilla korkeusero merenpintaan oli pieni, ja esimerkiksi Sveitsin Alpeilla havaittu SCA:n väheneminen on tilastollisesti yhdistetty ilman lämpötilan nousuun (Lemke et al. 2007).

Brown (2000) taas kirjoittaa, että läntisen Euraasian lumipeitteen laajuuden ajalliset vaihtelut jaksolla 1915-1997 verrattuna jakson 1972-1992 keskimääräisiin arvoihin osoittavat, että lokakuussa ei pitkällä aikavälillä ole tapahtunut kovinkaan suuria muutoksia. Sen sijaan on nähtävissä maalisi- ja huhtikuun lumipeitteen laajuuden nopeaa vähenemistä. Huhtikuiden lumipeitteen kutistuminen oli tilastollisesti merkittävää ollen tarkastelujaksolla yli 20 %. Kevään lumen väheneminen liittyi maaliskuiden ja huhtikuiden lämpötilan merkittävään nousuun. Tämä läntisen Euraasian lumipeitteen trendi on havaittu myös muissa osissa Euraasiaa. Myös NOAA-satelliittien avulla tehty analyysi vuosien 1972-1997 Euraasian lumipeitteen laajuuden vaihteluista osoitti lumipeitteisen alueen laajamittaista pienenemistä huhtikuussa Mongolian pohjoispuolella vyöhykkeellä 70° - 130°E ja 50° - 60°N.

INTAS-SCCONE-hankkeen tulosten mukaan (Heino et al. 2006) lumipeitteen

kesto aika läntisessä Skandinaviassa ja Itä-Euroopan tasangon lounaisosassa on laskussa. Muualla Pohjois-Euraasiassa trendi on pääosin nouseva. Suuressa osassa Pohjois-Euraasiaa lumipeitteen kesto aika ja lumensyvyys ovat siis kasvamaan päin viimeaikaisesta maailmanlaajuisesta lämpenemisestä huolimatta.

2.2.4 Fennoskandian lumihavaintoja

Mobergin et al. (2005) mukaan Fennoskandian alueen lumipeitteessä on piirteitä, jotka ovat samankaltaisia kuin koko pohjoisen pallonpuoliskon keskiarvo: pääosin positiivisia poikkeamia ennen vuotta 1979, negatiivisia poikkeamia jaksolla 1987-1995 ja pientä vaihtelua jaksolla 1995-2000.

Suuressa mittakaavassa lumipeitteen laajuus korreloi negatiivisesti lämpötilan kanssa. Talvella hallitsevien lounaisten ilmavirtausten voimistuminen lisää lämmintä advektiota. Tämä siirtää lumikauden alkamisajankohtaa myöhemmäksi tai aikaistaa lumen sulamista laajoilla alueilla. Leudot lämpötilat vähentävät lumipeitettä varsinkin reuna-alueilla kuten Lounais-Suomessa, eteläisessä ja keskisessä Ruotsissa sekä Norjan rannikkoalueilla. Toisaalta kylmänä talvena koko Fennoskandia saattaa olla lumen peittämä.

Kokonaisuudessaan Fennoskandian lumipeitteen ajallinen kehitys on monimutkainen, sillä alueen sisälle mahtuu vastakkaisia trendejä. Lumipeitteinen alue on pääpiirteittäin supistunut viimeisen 40 vuoden aikana. Osittain tämä on johtunut viime aikoina vallinneista läntisistä ilmavirtauksista. Havaittu kevään lämpötilojen nousu ja yleinen lumipeitteen väheneminen liittyvät oletettavasti toisiinsa positiivisen säteilypalautteen kautta. Toisaalta Fennoskandian pohjoisosissa sekä Norjan vuoristoilla alueilla ei ole havaittu muutoksia, tai lumen määrä ja lumipeiteajan kesto ovat jopa kasvaneet. Tämä liittyyneen talven kasvaneisiin sademääriin.

2.3 Lumipeitteen tulevaisuus Pohjois-Euraasiassa

Yleinen lämpeneminen tulee Christensenin et al. (2007) mukaan hyvin todennäköisesti lyhentämään lumikautta koko Euroopassa. Myös lumensyvyys toden-

näköisesti pienenee useimmilla alueilla, vaikkakin talven kasvavat sademäärät saattavat osittain kumota lisääntyntä sulamista ja kiinteän olomuodon sateiden vähenemistä. Muutokset saattavat olla suuria. Pohjois-Euroopassa lumikausi saattaa lyhentyä yhdestä kolmeen kuukautta, ja suurimmassa osassa Eurooppaa lumensyvyys voi pienentyä 50-100 % 2100-luvun loppuun mennessä. Lumiolosuhteet Euroopan kylmimmissä osissa, kuten Pohjois-Skandinaviassa, Luoteis-Venäjällä sekä korkeimpien vuorten huipuilla, eivät kuitenkaan näyttäisi olevan yhtä herkkiä kuluvan vuosisadan ennustetuille lämpötilan ja sademäärän muutoksille kuin monilla matalampien leveysasteiden ja korkeuksien seuduilla.

Useimmat ilmastomallit ennustavat lisääntyneiden kasvihuonekaasupitoisuuksien johtavan Atlantin meridionaalisen kiertoliikkeen (MOC) heikentymiseen. Tämä taas vähentäisi lämpenemistä Euroopassa. Nykyisen tietämyksen valossa on kuitenkin hyvin epätodennäköistä, että lämpeneminen kääntyisi viilenemiseen. Sellaisissa Euroopan osissa, jotka ovat talvella nykyisin lumen peitossa, lumipeitteen tuleva väheneminen aiheuttanee positiivisen palauteilmion, mikä entisestään lisää lämpenemistä (Christensen et al. 2007).

Räisänen (2007) tutki 20 maailmanlaajuisen ilmastomallin simuloimaa lumen vesiaron keskiarvoa vuosina 1950-2100 IPCC:n (Intergovernmental Panel on Climate Change) SRES-A1B-päästöskenaarioiden mukaisessa ilmastossa. Saatujen tulosten mukaan lumen vesiaron kasvu kasvaa talvisin kuluvan vuosisadan loppuun mennessä Euraasian kylmimmissä osissa, muun muassa suuressa osassa Siperiaa. Voimakkainta kasvu olisi Koillis-Euraasiassa. Muissa Euraasian osissa lumen vesiaron pienenee. Kasvavan ja pienenevän lumen vesiaron välinen raja kulkisi suunnilleen yhdenmukaisesti sen mukaan, missä talven keskilämpötila on -20 °C. Toisaalta tulokset osoittavat, että jopa siellä, missä lumen vesiaron kasvu kasvaa talvisin, se pienenee syksyisin ja keväisin. Toisin sanoen lumikausi lyhenee koko Euraasian alueella. Tällaisesta kehityksestä on jo nyt viitteitä (luku 2.2).

Jylhä et al. (2007) tarkastelivat PRUDENCE-hankkeen (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects) alueellisia ilmastomalliajoja SRES-A2- ja B2-skenaarioiden mukaisessa ilmastossa ajanjaksoilla 1961-1990 ja 2071-2100. Heidän tulostensa mukaan sademäärät li-

sääntyvät, mutta pakkaspäivät vähenevät Keski- ja Pohjois-Euroopassa. Tämän seurauksena lumiset päivät harvinaistuvat. Pohjoisen Itämeren ympäristössä vuoden aikana esiintyvät lumiset päivät saattavat vähentyä yli 60:llä. Pohjois-Euroopan alueella lumen vesiarvo pienenee eniten syksyisin.

Ruosteenoja et al. (2005 s. 13-17) tarkastelivat ilmastomuutoskenaarioita Suomelle. He tutkivat erityisesti skenaarioita kahdelle asemalle: Jyväskylä edusti Etelä-Suomea ja Sodankylä kuvasi Pohjois-Suomea. Saatujen tulosten mukaan muutokset lumen määrässä tulevat olemaan tilastollisesti merkittäviä kuluvan vuosisadan aikana. A2-skenaarion mukaan vuosiin 2070-2099 mennessä eteläisessä Suomessa lumi vähenee keskitalvella jopa 60 % ja pohjoisessa 40 %. Kevätkuukausina väheneminen on vielä suurempaa. Myös B1-skenaarion mukaan talven lumen määrä vähenee, mutta ei yhtä nopeasti kuin A2-skenaariossa. Vuosiin 2070-2099 mennessä myös lumipeitteisten päivien määrä tulee vähenemään. Etelä- ja Keski-Suomessa vuotuinen lumipeitepäivien määrä vähenee jopa puoleen, pohjoisessakin 20 %. Väheneminen on voimakkainta keväisin ja syksyisin erityisesti eteläisessä Suomessa. Pohjois-Suomessa talven aikana (joulukuu-helmikuu) lumisten päivien määrä pysynee lähes muuttumattomana.

3. LUMEN MALLINTAMINEN ERA-40 -UDELLEENANALYYSISSÄ

3.1 ERA-40 lyhyesti

ERA-40 on Euroopan keskipitkien sääennusteiden keskuksen (ECMWF) tekemä 45 vuoden säähavaintojen uudelleenanalyysi, jonka tarkoituksena on tuottaa parasta mahdollista meteorologista analyysitietoa muuttuvan havaintojärjestelmän ja vuosina 2000-2002 saatavilla olleiden tietokoneressurssien avulla. Uudelleenanalyysi alkaa syyskuusta vuonna 1957 ja päättyy elokuuhun 2002. Edeltäjiinsä (mm. ERA-15) verrattuna ERA-40:ssä on parempi vaakasuuntainen erotuskyky ja parempi pystysuuntainen erotuskyky rajakerroksessa. Se käyttää myös hyväkseen suurempaa määrää havaintoja ja satelliittitietoa.

ERA-40:ssä käytetyt havainnot ovat peräisin Euroopan keskuksen tietovarastoista.

Lisäksi havaintoaineistoa on täydennetty NCEP:n (National Centers for Environmental Predictions) ja Japanin meteorologisen laitoksen (Japan Meteorological Agency) aineistolla. Myös muutamien muiden laitosten arkistoimaa säähavaintoaineistoa on käytetty. Maa-asemilta ja laivoilta tehtävät synoptiset pinta-havainnot sekä luotaukset ovat koko ajan olleet mukana analyysissä. Luotausten määrä on kuitenkin vähentynyt tarkastelujakson aikana. Luotausten kattavuuden vähentymistä on kompensoinut muiden mittausten lisääntyminen 1970-luvulta lähtien. Esimerkiksi satelliittihavaintoja tuli mukaan 1970-luvulla.

ERA-40-uudelleenanalyysissä menneisyyden havaintotietoa analysoidaan kolmiulotteista (3D-Var) data-assimilaatiojärjestelmää käyttäen. ERA-40 perustuu Euroopan keskuksen ja Meteo-Francen yhteisesti kehittämään IFS-ennustusjärjestelmään (Integrated Forecasting System). Analyysissä käytetty taustakenttä (background, jatkossa yläindeksi b) saadaan lyhyen aikavälin (6 h) malliennusteesta, jonka alkuarvoina käytetään järjestyksessä viimeisintä edellistä analyysia. Erotuskyky on 125 km. Taustakenttää korjataan havaintoaineistolla, ja tuloksena saadaan ilmakehän lämpötilan, vaakasuuntaisten tuulten, kosteuden, otsonin sekä lukuisten maanpintasuuressien analyysi tärkeimmille synoptisille ajanhetkille 00, 06, 12 ja 18 UTC (Uppala et al. 2005).

3.2 Lumen vesi-arvo

Lumen vesi-arvo on IFS-mallissa prognostinen eli ennustettava muuttuja. Mallin ennustamaan lumen vesi-arvon (SWE^b) kehitykseen vaikuttavat lumen sataminen (F), lumen haihtuminen (E_{sn}) ja lumen sulaminen (M_{sn}):

$$\rho_w * \frac{\partial SWE^b}{\partial t} = F + c_{sn}(E_{sn} - M_{sn}) \quad (3.1)$$

Yhtälössä ρ_w on veden tiheys ja c_{sn} on hilaruudun lumen peittävä osa (ECMWF 2004, IFS Documentation CY25r1, IV Physics, luku 7.4).

Lumen analysointi tehdään kuuden tunnin välein ns. successive correction-menetelmää (peräkkäiskorjaus) käyttäen. Lumensyvyyden taustakenttä S^b (m)

arvioidaan lyhyen aikavälin lumen vesiarvon SWE^b (yksikkö m sulatettua lunta) ennusteesta ja lumen taustatiheydestä ρ_s^b (kg/m^3) (ECMWF 2004, IFS Documentation CY25r1, II Data assimilation, luku 11.1).

$$S^b = \frac{1000 * SWE^b}{\rho_s^b} \quad (3.2)$$

Lumen tiheys on IFS-mallissa ennustettava muuttuja, jonka laskenta tapahtuu Douvillen et al. (1995) mukaan (ECMWF 2004, IFS Documentation CY25r1, IV Physics, luku 7.4):

$$\rho_s^{b,t+1} = (\rho_s^m - \rho_{s,max}) * \exp(-\tau_f \Delta t / \tau_1) + \rho_{s,max} \quad (3.3)$$

Tässä $\rho_{s,max} = 300 \text{ kg m}^{-3}$ on lumen tiheyden maksimiarvo, τ_1 on päivän pituus (86400 s), $\tau_f = 0,24$ ja Δt on aika-askel. ρ_s^m on lumen minimitiheyden, $\rho_{s,min} = 100 \text{ kg m}^{-3}$, ja kunkin hetken vallitsevan tiheyden, $\rho_s^{b,t}$, painotettu keskiarvo, joka saadaan:

$$\rho_s^m = \frac{SWE \rho_s^{b,t} + (\Delta t F / \rho_w) \rho_{s,min}}{SWE + (\Delta t F / \rho_w)} \quad (3.4)$$

Lumianalyysin tuottamiseen käytetään lumensyvyyyden havaintoja ja lumensyvyyyden taustakenttää. Jos lumensyvyyyden havaintoja ei ole saatavilla, lumen kasautuminen ja sulaminen otetaan mallin kuuden tunnin ennusteesta, ja niitä mukautetaan lievästi ilmastollisia arvoja kohti. Lumen ilmastollisia arvoja käytetään lumen vuoden-aikaisvaihtelun kuvaamiseen niillä alueilla, joilla lumihavaintoja ei tehdä ollenkaan.

Lumensyvyyyden analysointi toteutetaan alueellisella Cressman-interpoloinnilla, joka perustuu SYNOP-havaintoihin sekä lumensyvyyyden taustakenttään S^b . Havaintojen laatu tarkistetaan suorittamalla jokaiselle hilaruudulle seuraavat tarkistukset:

- jos taustakentän kahden metrin lämpötila $T_{2m}^b < 8 \text{ }^\circ\text{C}$, hyväksytään vain lumensyvyyyden arvot, jotka ovat alle 140 cm
- tämä raja vähenee 70 cm:iin, jos $T_{2m}^b > 8 \text{ }^\circ\text{C}$
- lumensyvyyshavainnot hylätään, jos ne eroavat enemmän kuin 50 cm taustakentästä

- kun ainoastaan yksi lumensyvyyyden havainto on saatavilla vaikutusalueen (säde r_{\max}) sisäpuolella, lumensyvyyyden lisäykseksi asetetaan 0 cm
- lumensyvyyyden suurin mahdollinen arvo on 140 cm
- lumensyvyyyden kasvuksi asetetaan 0, jos se on suurempi kuin $160-16 \cdot T_{2m}^b$ mm (lämpötila °C)
- lumensyvyyyden analyysiarvo asetetaan nolnaan, jos se on alle 0,04 cm
- jos taustakentässä tai vaikutusalueen sisäpuolella olevista havainnoista yli 50 %:ssa ei ole lunta, lumensyvyyyden kasvu pidetään nollassa

Lumensyvyyyden analyysiarvoa korjataan vielä kohti klimatologisia arvoja S^{clim} , jolloin lopulliseksi tulokseksi saadaan:

$$S^a = (1 - \alpha) \cdot S^{a'} + \alpha \cdot S^{clim} \quad , \quad (3.5)$$

missä alfan oletusarvo on 0,02 ja $S^{a'}$ on havaintoihin ja taustakenttään perustuva lumensyvyyyden välitulos. Analysoiduksi lumen vesiärvoksi saadaan näin:

$$SWE^a = \frac{\rho_s^b \cdot S^a}{1000} \quad (3.6)$$

Lumen tiheys pidetään analyysiprosessin ajan muuttumattomana: $\rho_s^a = \rho_s^b$.

Niillä alueilla, joilla on pysyvästi lunta ja jäätä, lumen vesiärvoksi asetetaan mielivaltaisen suuri arvo ($SWE^a=10$ m) (ECMWF 2004, IFS Documentation CY25r1, II Data assimilation, luku 11.1).

3.3 Pinnan albedo

Maanpinnan ja ilmakehän välisellä rajapinnalla mallin hilaruutu on jaettu pienempiin osiin alustan laadun perusteella. Maa-alueilla vaihtoehtoja on kuusi erilaista: paljas maa, matala kasvillisuus, korkea kasvillisuus, kasvillisuuden pidättämä vesi, varjossa oleva lumi ja paljas lumi. Merialueilla ja makean veden alueilla osia on kaksi: avoin vesi ja jäätynyt vesi. Kullakin osalla on omat fysikaaliset ominaisuutensa. Meri- ja maa-alueiden osia ei saa sekoittaa keskenään; hilaruutu on joko 100 % maata tai 100 % merta. Kunkin eri osan pinta-alaosuus hilaruudussa riippuu korkean ja matalan kasvillisuuden suhteista, lumen määrästä sekä kasvillisuuden pidättämän veden

määrästä. Lumen esiintyminen hilaruudussa muuttaa hilaruudun eri osien pinta-alaosuuksia.

Pinnan albedo muodostuu mallissa ilmastollisesta tausta-albedosta, jota muokataan veden, jään ja lumen yllä. Hilaruudun siinä osassa, joka kuvaa paljasta lunta, pinnan albedo saa suoraan lumialbedon arvon. Muiden hilaruudun osien pinnan albedo on sama kuin ilmastollinen tausta-albedo.

Lumialbedo on mallissa diagnostinen muuttuja, ja se muuttuu lumen iän mukana. Matalan kasvillisuuden päällä olevalle lumelle albedon arvo vaihtelee 0,5 ja 0,85 välillä. Arvo on 0,5, kun lumi on vanhaa ja 0,85, kun se on vastasatanutta. Aina, kun lunta sataa vähintään 1 mm/h, albedo päivitetään arvoon 0,85. Korkean kasvillisuuden albedo on 0,15, jos sen alla on lunta. Lumen albedo lasketaan erikseen sulamattomille olosuhteille ja olosuhteille, joissa tapahtuu sulamista.

Olosuhteille, joissa lumi ei sula:

$$\alpha_{sn}^{(t+1)} = \alpha_{sn}^t - \tau_a * \Delta t / \tau_1, \quad (3.7)$$

missä $\tau_a = 0,008$, $\tau_1 = 86400s$ (päivän pituus) ja Δt = aika-askel. Tämä vähentää albedoa 0,1:llä 12,5 päivän kuluessa.

Olosuhteille, joissa lumi sulaa:

$$\alpha_{sn}^{(t+1)} = (\alpha_{sn}^t - \alpha_{sn,min}) * \exp(-\tau_f * \Delta t / \tau_1) + \alpha_{sn,min}, \quad (3.8)$$

missä $\alpha_{sn,min} = 0,5$, ja lumen tiheyden ja sulamisolojen vaikutusta kuvaava kerroin $\tau_f = 0,24$.

Nämä yhtälöt ovat kuitenkin riittämättömiä kuvaamaan korkean kasvillisuuden yhteydessä olevan lumipinnan albedon muutoksia. Havaintojen perusteella voitaisiin arvella albedon riippuvan metsätyypistä, mutta toisaalta voimakkaan lumisateen jälkeen albedo vaihtelee 0,3:n ympärillä ja laskee muutaman päivän kuluessa arvoon 0,2 (Betts ja Ball 1997, Viterbo ja Betts 1999). Tämä muutos syntyy sulamisen tai

tuulen vaikutuksesta aiheutuvasta kasvillisuuden päällä oksistossa olevan lumen häviämisestä. Jotta näitä kahta mekanismia voitaisiin kuvata, pitäisi erikseen käsitellä joko erillistä albedomuuttujaa kasvillisuuden päällä olevalle lumelle tai kasvillisuuden päällä olevaa lumivarastoa. Koska näitä kumpaakaan ei ole käytettävissä, määritellään lumen albedoksi korkean kasvillisuuden yhteydessä: $\alpha_{sn, f} = 0,2$ (ECMWF 2004, IFS Documentation CY25r1, IV Physical processes, luku 7).

4. LUMEN MALLINTAMINEN ECHAM5-ILMASTOMALLISSA

4.1 ECHAM5 lyhyesti

ECHAM5 on ilmakehän yleisen kierto liikkeen malli, joka on kehitetty Max Planck -Instituutissa (MPI-M). Se on viimeisin versio ECHAM-mallien sarjassa. Alunperin malli perustui Euroopan keskuksessa käytössä olleeseen säänennustusmalliin, mistä tulee sen nimen kaksi ensimmäistä kirjainta EC, sekä Hampurissa kehitettyyn laajaan parametrisointikonaisuuteen, mistä tulee nimen loppuosa HAM.

Verrattuna edelliseen versioon, joka oli ECHAM4, ECHAM5-malliin on uudistettu pitkäaaltosäteilyn laskentaa ja pilvipeitteen parametrisointia, eroteltu pilviveden ja pilvijään käsittely ja uudistettu orografian vaikutusten kuvausta. Maanpintaprosessien käsittelyyn on tehty suuria muutoksia. Pieniä muutoksia on tehty myös muun muassa lyhytaaltosäteilyn käsittelyyn.

Maanpinnan ja ilmakehän kytkentään on käytetty ns. implisiittistä menetelmää. Myös maassa tapahtuva lämmönsiirto lasketaan implisiittisen menetelmän avulla. Kun maassa on lunta, lumikerroksen pintaa pidetään maaperämallissa maanpintana. Lumen määrä latvustoissa lasketaan tässä mallin versiossa ennusteyhtälön avulla. Lumen muutokset latvustossa tapahtuvat lumisateen, lumen haihtumisen tai sulamisen sekä tuulen vaikutuksesta.

Suurten järvien lämpötilan laskemiseen käytetään yksinkertaista sekoituskerrosjärvimallia. Jään paksuus saadaan termodynaamisesta jäämallista, joka ottaa huomioon myös lumikerroksen jään päällä. Järvet ovat joko jäätömiä tai kokonaan jään peitossa. Säteilyn, havaittavan lämmön, kosteuden ja liikemäärän pintavuot lasketaan

erikseen avoimelle vedelle ja jäälle.

Mallissa on vakiokokoonpanossaan 19 tai 31 tasoa pystysuunnassa, joista ylin on 10 hPa:n korkeudella. Käytettävissä olevat vaakasuuntaiset erotuskyvyt ovat T21, T31, T42, T63, T85, T106 ja T159, joita vastaavat vaakasuuntaiset hilavälit ovat päiväntasaajalla 625, 417, 313, 208, 156, 125 ja 83 km (Roeckner et al. 2003).

4.2 Lumen vesiarvo

Lumen vesiarvo SWE (m sulatettua lunta) lasketaan ECHAM5:ssä erikseen maanpinnalle ja latvustoon, ja se on prognostinen muuttuja. Lumitase maanpinnalla saadaan yhtälöstä:

$$\rho_w * \frac{\partial SWE}{\partial t} = (1 - c_v) F + E_{sn} - M_{sn} + \rho_w SWE_c U(v_c) , \quad (4.1)$$

missä $E_{sn} > 0$ on vesihöyryn härmistyminen lumeksi, $E_{sn} < 0$ on lumen höyrystyminen, M_{sn} on lumen sulaminen ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), F on lumen sadanta ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), ρ_w on veden tiheys (kg m^{-3}) ja $c_v=0,25$ (interseptioparametri). $U(v_c)$ kuvaa tuulen aiheuttamaa lumen putoamista latvustosta, tuulen nopeus on v_c (m/s) ja t on aika (s). SWE_c on lumen vesiarvo latvustossa. Sen muutoksia kuvataan yhtälöllä:

$$\rho_w * \frac{\partial SWE_c}{\partial t} = c_v F + E_{snc} - \rho_w SWE_{snc} [V(T_c) + U(v_c)] . \quad (4.2)$$

Tässä E_{snc} on vesihöyryn härmistyminen lumeksi latvustoon tai latvuston lumen höyrystyminen, $V(T_c)$ kuvaa latvuston lumen vähenemistä sulamisen ja tippumisen seurauksena ja $U(v_c)$ tuulen aiheuttamaa lumen vähenemistä. T_c ja v_c ovat ilman lämpötila ja tuulen nopeus latvustossa.

Yhtälössä 4.1 esiintyvä lumen sulaminen M_{sn} saadaan yhtälöstä:

$$M_{sn} = \frac{C_s}{L_f} \left(\frac{T^s - T_0}{\Delta t} \right) , \quad (4.3)$$

missä C_s on lumikerroksen lämpökapasiteetti, L_f on jään sulamislämpö, T_0 on veden jäätymislämpötila (273,15 K), ja T^s on pinnan lämpötila, joka saadaan pinnan energiatasapainoyhtälöstä ottamatta huomioon lumen sulamista.

Vuoristo- ja mannerjäätikköjen päällä lumiprosesseja ei oteta huomioon, jolloin $SWE=SWE_c=0$ (Roeckner et al. 2003).

4.3 Pinnan albedo

Hilaruudun keskimääräinen parametrisoitu pinta-albedo riippuu tausta-albedosta, lumialbedosta, joka on lämpötilan funktio, hilaruudun metsän peitossa olevasta alasta sekä lumipeitteestä maassa ja latvustoissa. Lumettomille alueille vuotuinen keskimääräinen tausta-albedo α_{bg} on johdettu satelliittimittauksista.

Lumisilla pinnoilla pienin lumialbedon arvo $\alpha_{sn,min}$ saavutetaan, kun lämpötila on sulamispisteessä ($T_s=T_0$) tai korkeampi ja suurin arvo $\alpha_{sn,max}$ kylmillä lämpötiloilla

$T_s \leq T_0 - T_d$. Lämpötilojen T_0 ja T_d välillä lumialbedon α_{sn} oletetaan olevan pinnan lämpötilan lineaarinen funktio:

$$\alpha_{sn} = \alpha_{sn,min} + (\alpha_{sn,max} - \alpha_{sn,min}) f(T_s), \quad (4.4)$$

missä

$$f(T_s) = \min\left[\max\left[\left(\frac{T_0 - T_s}{T_0 - T_d}\right), 0\right], 1\right]. \quad (4.5)$$

Merijäälle ja järvien jäälle $T_d=T_0-1$ ja maanpinnan ja mannerjäätiköiden lumelle $T_d=T_0-5$.

Lumialbedon minimi- ja maksimiavot vaihtelevat riippuen pinnan tyypistä taulukon 1 mukaisesti. Lumen peittämällä alueilla hilaruudun keskimääräinen albedo riippuu lukuisista parametreista kuten hilaruudun metsäalueen määrästä, lehtialaindeksistä, paljaan maan albedosta sekä hilaruudun lumenpeittämän maan ja latvuston pinta-alaosuuksista.

Taulukko 1: Lumialbedon minimi- ja maksimiarvot eri pinnan tyypeille.

Pinnan tyyppi	$\alpha_{sn, min}$	$\alpha_{sn, max}$
maa	0,30	0,80
latvusto	0,20	0,20
maanpinnalla oleva jää	0,60	0,80
merijää	0,50	0,75
järven jää	0,50	0,75
lumi järven jäällä	0,60	0,80

Hilaruudun lumenpeittämä maa-alue f_{sn} (fractional snow cover) on Roeschin et al. (2001) mukaan lumen vesiärvon SWE funktio:

$$f_{sn} = \gamma_1 \tanh(100SWE) \sqrt{\frac{1000SWE}{1000SWE + \gamma_2 \sigma_z + \epsilon}} \quad (4.6)$$

missä $\gamma_1=0,95$, $\gamma_2=0,15$ ja σ_z kuvaa maaston kaltevuutta. Jotta täysin tasaisissa ja lumettomissa hilaruuduissa vältettäisiin nolllalla jakaminen, on mukana vielä pieni luku, $\epsilon=10^{-12}$.

Hilaruudun lumenpeittämän latvuston osuus on:

$$f_{snc} = \min\left(1, \frac{SWE_c}{h_{cin}}\right) \quad (4.7)$$

missä SWE_c on lumen vesiärvon latvustossa ja h_{cin} on latvuston pidäntäkapasiteetti.

Metsäpinnan kokonaisalbedo saadaan laskettua yhtälöstä:

$$\alpha_{for} = SVF \alpha_g + (1 - SVF) \alpha_{can} \quad (4.8)$$

missä α_g =maanpinnan albedo, α_{can} =latvuston albedo ja SVF on tekijä, joka kuvaa latvuston tiheyttä: $SVF = e^{-(r LAI)}$. $r=1$ sekä havu- että lehtipuille, LAI=lehtialaindeksi.

Maanpinnan albedo α_g saadaan yhtälöstä:

$$\alpha_g = f_{sn} \alpha_{sn} + (1 - f_{sn}) \alpha_{bg} , \quad (4.9)$$

missä α_{bg} on tausta-albedo. Latvuston albedo α_{can} saadaan yhtälöstä:

$$\alpha_{can} = f_{snc} \alpha_{snc} + (1 - f_{snc}) \alpha_{sfr} , \quad (4.10)$$

missä $\alpha_{snc}=0,2$ kuvaa latvuston lumen peittämän osan albedoa, α_{sfr} on latvuston lumettoman osan albedo ja f_{snc} on latvuston lumen peittämä osa.

Edellisten avulla saadaan lopulta laskettua hilaruudun keskimääräinen pinta-albedo:

$$\alpha_{surf} = f_{for} \alpha_{for} + (1 - f_{for}) \alpha_g , \quad (4.11)$$

missä f_{for} on hilaruudun metsänpeittämä osa. α_{sfr} asetetaan samaksi kuin α_{bg} , jotta $\alpha_{surf}=\alpha_{bg}$ hilaruuduissa, joissa ei ole lunta (Roeckner et al. 2003).

5. LUMEN MALLINTAMINEN RCA3-MALLISSA ESIMERKKINÄ ALUEELLISISTA ILMASTOMALLEISTA

Eri ilmastomalleissa lumen mallintamistavat vaihtelevat. Koska edellä esitetyt tavat eivät ole ainoita tapoja käsitellä lunta, esitetään tässä luvussa esimerkkinä vielä Rossby-keskuksen alueellisen ilmastomallin, RCA3:n, tapa mallintaa lumen vesi-arvoa ja pinnan albedoa.

5.1 Lumen vesiarvo

RCA3-mallissa lumen vesiarvo avoimella maalla sekä lumen vesiarvo metsässä ovat molemmat prognostisia muuttujia.

Avoimella maalla lumen vesiarvon kehitys saadaan yhtälöstä:

$$SWE^{(\tau+1)} = SWE^{\tau} + \frac{\Delta t}{\rho_w} [f_{sn}(F + P_{sn,miinus}) + f_{opl}(F + P_{opl,miinus} - F_{opl,plus}) + f_{sn} \frac{e_{sn}}{L_e}] - SWE_{mel} , \quad (5.1)$$

missä F kuvaa lumisadetta ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), $P_{\text{sn, miinus}}$ vesisateen jääymistä kylmälle lumelle, $P_{\text{opl, miinus}}$ vesisateen jääymistä paljaalle maalle, $F_{\text{opl, plus}}$ satavan lumen sulamista lämpimällä maalla, e_{sn} lumen haihtumista, L_e on haihtumiseen tarvittava latentti lämpö ja f_{sn} on hilaruudun lumen peitossa oleva osa. SWE_{mel} on sulavan lumen määrä:

$$\text{SWE}_{\text{mel}} = \frac{\Delta t_{\text{dphase}} \Phi_{\text{tot}}}{\rho_w L_f} \quad (5.2)$$

Yhtälössä 5.2 L_f on sulamiseen tarvittava latentti lämpö, Φ_{tot} kuvaa aikayksikköä kohti käytettävissä olevaa energiaa ja Δt_{dphase} on aika, joka tarvitaan lumen lämpötilan muuttamiseen sulamislämpötilaan.

Yhtälössä 5.1 f_{sn} on lumen vesiarvon funktio, ja se lähestyy asympotoottisesti sallittua maksimiarvoaan, joksi on mallissa asetettu $f_{\text{snlim}} = 0,95$.

$$f_{\text{sn}} = f_{\text{snlim}} \tanh(100\text{SWE}) \quad , \quad (5.3)$$

Jos lumi on ehtinyt kerääntyä riittävän pitkän ajan ja saavuttanut tietyn rajan peittävytydessään ($f_{\text{sn}} = f_{\text{snlim}} - 0,001$), hilaruudun lumen peitossa oleva osa esitetään toisella tavalla:

$$f_{\text{sn}} = \frac{\text{SWE}}{\text{SWE}_{\text{max}} \Delta_{\text{snfrd}}} \quad , \quad f_{\text{sn}} \leq f_{\text{snlim}} \quad , \quad (5.4)$$

missä SWE_{max} on kyseisen lumikauden lumen vesiarvon maksimiarvo ja Δ_{snfrd} on lumen osuuden jakaumatekijä, joka on orografian funktio ja perustuu havaintoihin:

$$\Delta_{\text{snfrd}} = 0,6 + 0,001 \sigma_{\text{orog}} \quad , \quad \Delta \leq 0,8. \quad (5.5)$$

σ_{orog} kuvaa hilaruudun orografiaa perustuen GTOPO30-tietokantaan (Samuelsson et al. 2006).

Lumen haihtuminen e_{sn} ($\text{J kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) yhtälössä 5.1 saadaan kaavasta:

$$e_{sn} = \rho L_e \frac{q_s(T_{sn}) - q_{am}}{r_{asn}} \quad (5.6)$$

Tässä ρ on ilman tiheys, r_{asn} on aerodynaaminen resistanssi, $q_s(T_{sn})$ on kyllästysominaiskosteus lumen pinnalla ja q_{am} on ominaiskosteus korkeudella z_{am} (noin 90 m).

Taulukossa 2 on vertailtu ERA-40:n, ECHAM5:n ja RCA3:n lumen vesiaron laskentaan liittyviä suureita.

Taulukko 2: ERA-40:n, ECHAM5:n ja RCA3:n lumen vesiaron laskentaan liittyviä suureita.

<i>Suure</i>	<i>ERA-40</i>	<i>ECHAM5</i>	<i>RCA3</i>
Satavan lumen määrä	$\frac{\Delta t}{\rho_w} F$	$\frac{\Delta t}{\rho_w} F$	$\frac{\Delta t}{\rho_w} F$
Sulavan lumen määrä	$\frac{\Delta t}{\rho_w} M_{sn}$	$\frac{\Delta t}{\rho_w} M_{sn}$	SWE_{mel}
Höyrystyvän lumen määrä	$\frac{\Delta t}{\rho_w} E_{sn}$	$\frac{\Delta t}{\rho_w} E_{sn}$	$\frac{\Delta t}{\rho_w} \frac{e_{sn}}{L_e}$
Lumen osuus hilaruudussa	c_{sn}	f_{sn}	f_{sn}

5.2 Pinnan albedo

Paljaan lumipinnan albedo (α_{sn}) on RCA3-mallissa diagnostinen muuttuja. Muut mallin käyttämät maaosuuksien albedon arvot ovat vakioita, ja ne on esitetty taulukossa 3.

Taulukko 3: RCA3-mallissa käytetyt eri albedon arvot.

<i>Suure</i>	<i>Lyhenne</i>	<i>Arvo</i>
Avoimen maanpinnan albedo	α_{opls}	0,28
Metsän latvuston albedo	α_{forc}	0,15
Metsäisen maanpinnan albedo	α_{fors}	0,15
Metsäisen maan lumipinnan albedo	α_{forsn}	0,2

Lumen albedon α_{sn} muutos ajan suhteen lasketaan samalla tavoin kuin ERA-40:ssä

(yhtälöt 3.7 ja 3.8). Kunkin hilaruudun keskimääräinen pinnan albedo saadaan pinta-alapainotettuna keskiarvona hilaruudun eri osien albedoista.

6. LUMEN MALLINTAMISEN VERTAILUA

6.1 ERA-40 ja ECHAM5

Lumen vesi-arvo on molemmissa malleissa prognostinen muuttuja. ECHAM5 laskee lisäksi lumen vesi-arvon latvustossa. Oleellisin ero ERA-40:n ja ECHAM5:n tuottaman lumen vesi-arvon välillä lieenee se, että ERA-40:ssä lumianalyysin tuottamiseen käytetään myös havaintoja, kun taas ECHAM5:n lumen vesi-arvo perustuu ainoastaan tietokoneen laskelmiin.

ERA-40:ssä IFS-mallin laskeman lumen vesi-arvon 6 h kehitykseen vaikuttavat lumen sataminen, lumen sulaminen ja lumen haihtuminen. Lopuksi lumen vesi-arvon ennustetta korjataan vielä havainnoilla kuuden tunnin välein. ECHAM5:ssä lumen vesi-arvon ajalliseen muutokseen vaikuttavat niin ikään lumen sulaminen ja sataminen sekä vesihöyryn härmistyminen lumeksi ja lumen höyrystyminen. Huomioon otetaan myös latvuston pidättämä lumi sekä tuulen puista alas pudottama lumi. Latvuston pidättämää lunta ja puista putoavaa lunta ei huomioida ERA-40:n käyttämässä IFS-mallissa.

ERA-40:ssä lumen albedo on diagnostinen muuttuja. ECHAM5:n lumialbedo on parametrisoitu, ja sitä käytetään ainoastaan hilaruudun keskimääräisen pinta-albedon laskentaan. Tämä pinta-albedo on parametrisoitu, ja sen laskentaan tarvitaan lumialbedon lisäksi tausta-albedo, metsän peitossa oleva hilaruudun ala sekä lumipeite maassa ja latvustoissa. ERA-40:n pinnan albedo muodostuu klimatologisista albedon arvoista, joita on muokattu lumisilla alueilla lumen albedon ennusteen avulla.

ERA-40:n lumialbedossa otetaan erikseen huomioon sulavat ja sulamattomat olosuhteet. Näistä olosuhteista riippuen laskutapa vaihtelee. Lumen albedo muuttuu ajan funktiona, kun lumi vanhenee. Korkean kasvillisuuden yhteydessä albedo saa vakioarvon. Myös ECHAM5:n lumen albedossa huomioidaan mahdolliset sulamisolo-

suhteet. Lumen vanhenemista ei kuitenkaan kyseisessä mallissa oteta huomioon. Albedojen laskentatavoissa näyttäisi siis olevan melko paljon eroja.

6.2 ERA-40 ja RCA3

Lumen vesiarvon kuvaaminen ERA-40:ssä ja RCA3-mallissa eroaa suunnilleen samoin kuin ERA-40:n ja ECHAM5:n lumen vesiarvot eroavat toisistaan. RCA3-mallissa lumen vesiarvon kehityksessä otetaan huomioon lumen sataminen, vesisateen jäätyminen lumen ja maan pintaan, lumen sulaminen ja lumen haihtuminen. ERA-40:n lumen vesiarvo perustuu IFS-mallin ennustamaan lumen vesiarvoon. Sen kehityksessä huomioidaan samat tekijät kuin RCA3-mallin lumen vesiarvossa lukuun ottamatta vesisateen jäätymistä lumen ja maan pintaan. Suurin ero aiheutunee kuitenkin siitä, että ERA-40:ssä mallin ennustamaa lumen vesiarvoa korjataan lisäksi havainnoilla.

RCA3-mallissa lumipinnan albedo on ERA-40:n tavoin diagnostinen muuttuja. Lumialbedon ajallinen kehitys lasketaan näissä kahdessa samalla tavalla. Varsinaisen pinnan albedon laskennassa on kuitenkin eroja, koska RCA3-mallissa määritellään lisäksi vakioarvot muutamien muiden pintojen albedoille. Pinnan kokonaisalbedo saadaan näitä yhdistelemällä. ERA-40:ssä albedon klimatologisilla arvoilla on suurempi rooli pinnan kokonaisalbedon laskennassa.

6.3 ECHAM5 ja RCA3

Lumen vesiarvo on molemmissa malleissa prognostinen muuttuja. ECHAM5 mallintaa lisäksi lumen vesiarvon latvustossa, kun taas RCA3 mallintaa sen metsässä. Suurta eroa lumen vesiarvon ajallisen kehityksen laskennassa ei näiden kahden mallin välillä ole. ECHAM5 ottaa kuitenkin maa-aluiden lumen vesiarvon kehityksessä huomioon myös puista tippuvan lumen sekä puiden latvuston pidättämän osuuden; RCA3:ssa tätä ei ole huomioitu. RCA3 toisaalta olettaa, että lumen peitossa voi hilaruudusta maksimissaan olla 95 %.

RCA3:ssa on ERA-40:n tavoin esitetty diagnostinen lumen albedo, mikä ECHAM5:stä puuttuu. ECHAM5:ssä lumen albedo parametrisoidaan ja sisällytetään

hilaruudun keskimääräiseen parametrisoituun pinta-albedoon. RCA3:ssa lumialbedo esitetään kuten ERA-40:ssä, pinnan kokonaisalbedossa otetaan lisäksi huomioon muiden pintojen vakioarvoisia albedoja. ECHAM5:ssä pinnan albedo on kokonaisuudessaan parametrisoitu, joten todennäköisesti RCA3:n pinta-albedon laatu on ainakin jossakin määrin ECHAM5:n pinnan albedon laatua parempi. Toisaalta RCA3:n pinnan albedossa käytetään myös vakioarvoja, jotka mahdollisesti vaikuttavat laatua heikentävästi. Asiaa ei kuitenkaan tutkittu tässä työssä.

7. LUMEN VESIARVOAINEISTOJEN VERTAILUA

7.1 Aineistojen kuvaus

7.1.1 ERA-40

ERA-40 lumen vesiarvoaineistoa ladattiin Euroopan keskuksen MARS-arkistosta Simo Järvenojan avustuksella. Vaihtoehtoina oli ladata suoraan IFS-mallin tuottama ennustettu 6 h lumen vesiarvo tai lumen vesiarvon analyysi, jossa mallin tuottamaa ennustetta on korjattu havainnoilla. Tässä työssä käytettiin havainnoilla korjattua analyysiaineistoa. Aineisto sisälsi vuosilta 1971-2000 lumen vesiarvon kuukausikeskiarvot, jotka oli laskettu kunkin vuorokauden lumen vesiarvon keskiarvoista. Tarkasteltava alue oli Pohjois-Euraasia, $30-90^{\circ}\text{N}$ ja $0-180^{\circ}\text{E}$. Aineiston hilaväli oli $0,5$ astetta.

MARS-arkistosta ladattiin myös samalle alueelle ERA-40:n ennustettuja pinnan albedon kuukausikeskiarvoja jaksolle 1971-2000. Pinnan albedo muodostuu klimatologisesta tausta-albedosta sekä lumisilla alueilla erikseen lasketusta lumialbedosta. Pinnan albedoa tarkastellaan luvussa 8.

Aineistosta laskettiin vuotuisia lumen vesiarvon ja pinnan albedon arvoja talvelle (joulu-, tammi- ja helmikuu) sekä maaliskuulle. Talven ja maaliskuun keskimääräisiä arvoja laskettiin sekä jaksolle 1986-1990 että jaksolle 1971-2000. Lisäksi laskettiin keskimääräisten arvojen ja vuotuisten arvojen välisiä eroja. Erikseen tarkasteltiin myös Pohjois-Euraasian ja Pohjois-Euroopan alueellisia keskiarvoja.

7.1.2 ECHAM5

ECHAM5-aineisto sisälsi vuosilta 1985-1990 kuukausikeskiarvoja kymmenestä eri simulaatiosta, joita oli alunperin käytetty Petri Räisäsen et al. (2007) tutkimuksessa Monte Carlo Independent Column Approximation -menetelmän (McICA) soveltamisesta ECHAM5-mallissa. Simulaatiot oli tuotettu ECHAM5:n versiolla 5.3. Kyseisissä simulaatioissa vaakasuuntainen erotuskyky oli T42, joka vastaa suunnilleen 313 kilometrin hilaväliä päiväntasaajalla. Pystysuunnassa tasoja oli 31, ja ylin taso oli 10 hPa:n korkeudessa. Mallin fysikaalinen parametrisointi sisälsi turbulenttisen diffuusion, cumuluspilvien konvektion, kerrospilviparametrisoinnin, lyhyt- ja pitkäaaltosäteilyn laskennan, gravitaatioaaltoitikan, maanpintamallin sekä yksinkertaisen järvimallin. Näissä simulaatioissa oli pakotteena käytetty havaittua merenpintalämpötilan ja merijään jakaumaa mallin vastaavien suureiden tilalla. Jakaumat perustuivat Atmospheric Model Intercomparison -projektin (AMIP) meriveden pintalämpötila- ja merijääjakaumiin. Kymmenestä eri simulaatiosta laskettiin keskiarvo mallin simuloiman ilmaston sisäisen vaihtelun vaikutusten vähentämiseksi. Tuloksia laskettaessa jakson 11 ensimmäistä kuukautta jätettiin huomioimatta; ensimmäinen tarkasteluun mukaan otettu kuukausi oli siis joulukuu 1985.

Tarkasteltaviksi suureiksi valittiin lumen vesi-arvo sekä pinta-albedo maa-alueilla. Jotta aineisto saatiin vertailukelpoiseksi ERA-40-aineiston kanssa, se interpoloitiin 0,5 asteen hilaan. Tähän käytettiin Kimmo Ruosteenojan tekemää fortran-kielistä ohjelmaa. Aineistosta laskettiin talven (joulu-, tammi- ja helmikuu) sekä maaliskuun keskimääräiset arvot jaksolle 1986-1990, vuotuiset arvot talvelle ja maaliskuulle sekä keskimääräisten arvojen ja vuotuisten arvojen välisiä eroja. Lisäksi laskettiin Pohjois-Euraasian ja Pohjois-Euroopan alueellisia keskiarvoja. Saatuja tuloksia verrattiin ERA-40-aineistosta saatuihin tuloksiin.

7.1.3 INTAS-SCCONE

INTAS (International Association for the promotion of co-operation with scientists from the New Independent States of the former Soviet Union) on järjestö, joka edistää yhteistyötä entisen Neuvostoliiton alueen eri valtioiden tutkijoiden kanssa. Vuosina 2002-2005 toteutetussa INTAS-SCCONE-hankkeessa (Snow Cover Changes

Over Northern Eurasia during the last century: circulation consideration and hydrological consequences) tutkittiin lumipeitteen trendejä Pohjois-Euraasian alueella viime vuosisadan aikana. (Heino et al. 2006)

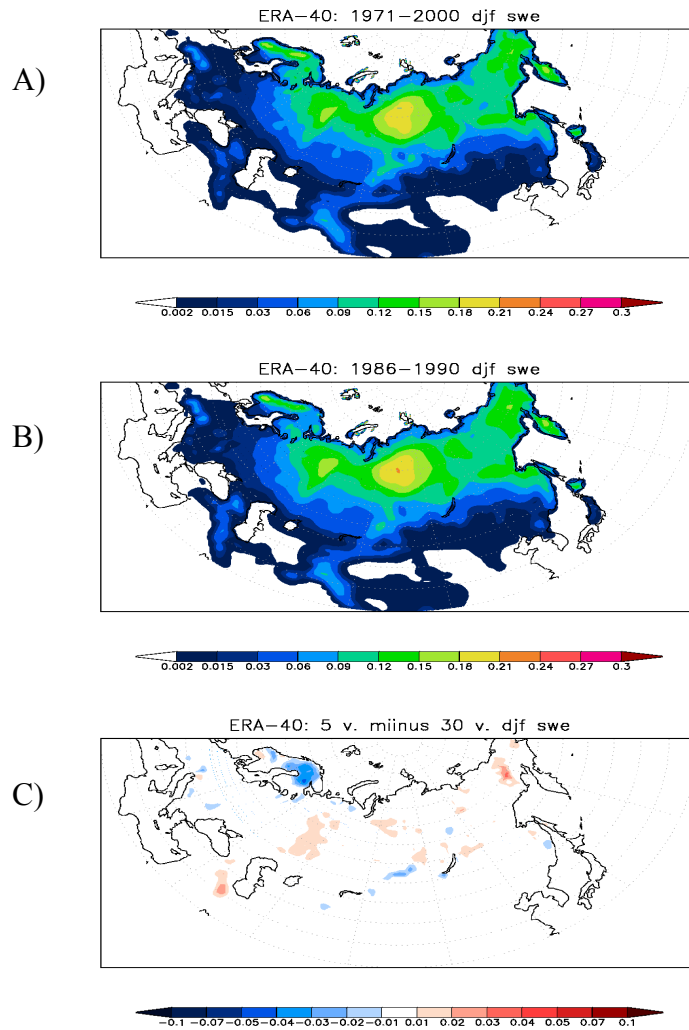
Tässä tutkielmassa käytetyt INTAS-SCCONE-aineiston kuvat on muokattu Lev Kistaevilta 23.1.2007 saaduista kuvista, ja ne sisältävät päivittäisistä havainnoista piirrettyjä lumen vesiaron vuotuisia maksimiarvoja entisen Neuvostoliiton alueelta vuosilta 1986-1990. Aineistoa verrattiin havaintoja myöskin sisältävän ERA-40:n kuukausikeskiarvoaineistosta poimituihin vuotuisiin lumen vesiaron maksimiarvoihin, jotta saatiin jonkinlainen käsitys ERA-40:n kyvystä tavoittaa suuria lumen vesiaron maksimiarvoja.

7.2 Keskimääräiset arvot

Keskimääräisiä arvoja laskettiin ERA-40-aineistosta jaksolle 1971-2000 sekä jaksolle 1986-1990. ECHAM5-aineistosta laskettiin keskimääräiset arvot jaksolle 1986-1990. Erikseen molemmista aineistoista laskettiin talvien (joulu-, tammi- ja helmikuu) sekä maaliskuiden keskiarvot. Jakso 1986-1990 valittiin tarkasteltavaksi, koska ECHAM5-aineistoa oli saatavilla vain näiden viiden vuoden ajalta.

7.2.1 Talvi

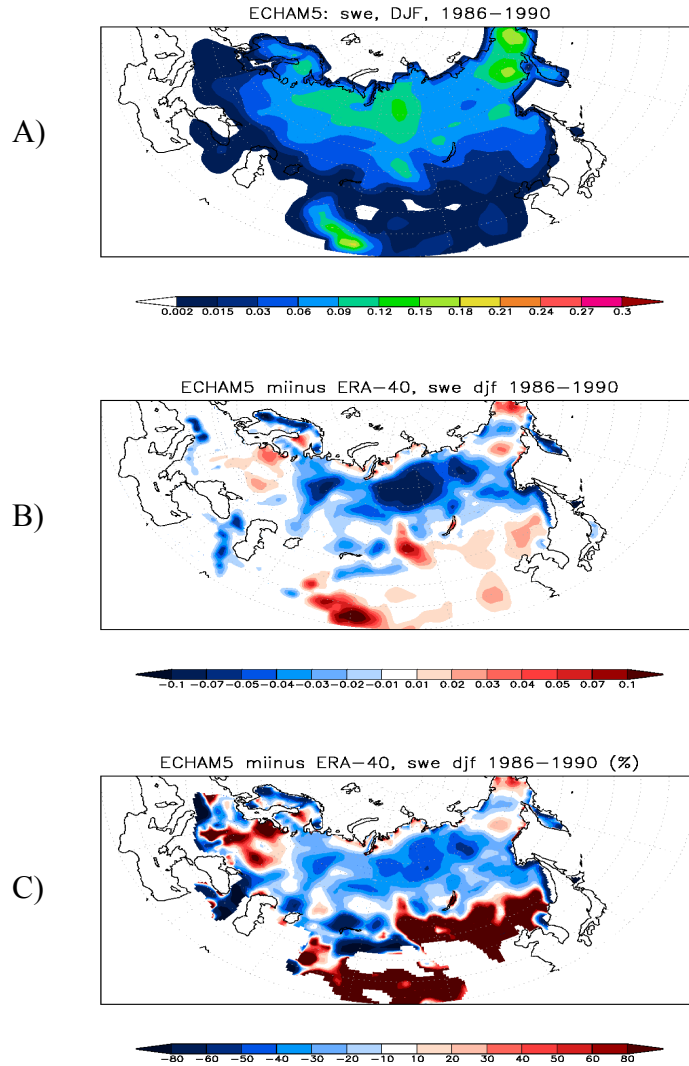
Kahdelta eri jaksolta (1971-2000 ja 1986-1990) piirretyt ERA-40:n keskimääräiset lumen vesiaron erotus eroavat toisistaan melko vähän (kuvat 3a ja 3b). Suurimmat arvot osuvat samoille seuduille: Ural-vuorten itäpuolelle läntisen Siperian sisäosiin, Ural-vuoristoon sekä Skandinavian vuoristoon. Myös Venäjän itäisimmissä osissa lumen vesiaron saa suuria arvoja. Kuvassa 3c on kuvattu näiden kahden jakson välinen lumen vesiaron erotus. Huomataan, että erot ovat pieniä. Ainoastaan Fennoskandian pohjoisosissa erottuu alue, jossa lyhemmän jakson (1986-1990) keskimääräiset arvot ovat jonkin verran klimatologisen jakson (1971-2000) arvoja pienempiä. Jaksolla 1986-1990 lumen vesiaron sai siis melko lailla keskimääräisiä arvoja.



Kuva 3: ERA-40 keskimääräinen lumen vesi-arvo talvella: a) Jaksolla 1971-2000. b) Jaksolla 1986-1990. c) Talven lumen vesi-arvon viiden vuoden ja 30 vuoden välinen erotus. Kuvien yksikkö m.

Kuvassa 4a on esitetty vastaavalla jaksolla 1986-1990 ECHAM5:n lumen vesi-arvon talven keskimääräiset arvot. Karkeasti tarkasteltuna ECHAM5:n lumen vesi-arvon maksimiarvot osuvat Venäjän puolella suunnilleen samoille alueille kuin ERA-40:n kuvissa. Huomataan kuitenkin, että ECHAM5:n lumen vesi-arvot ovat pienempiä kuin ERA-40:n lumen vesi-arvot. Kuvassa 4b on laskettu erotus ECHAM5:n ja ERA-40:n keskimääräisten lumen vesi-arvojen välillä. Varsinkin Euraasian sisäosissa sekä Skandinavian vuoristossa ECHAM5:n arvot näyttäisivät olevan huomattavasti pienempiä kuin ERA-40:n. Toisaalta paikoitellen lumisen alueen reunamilla ECHAM5:n arvot näyttäisivät olevan ERA-40:n arvoja suurempia. Varsinkin Tiibetin alueella lunta on ECHAM5:ssä selvästi enemmän. Suurimmat erot näyttäisivät

useimmiten osuvan alueille, joilla lumen vesiarvo saa maksimiarvonsa.

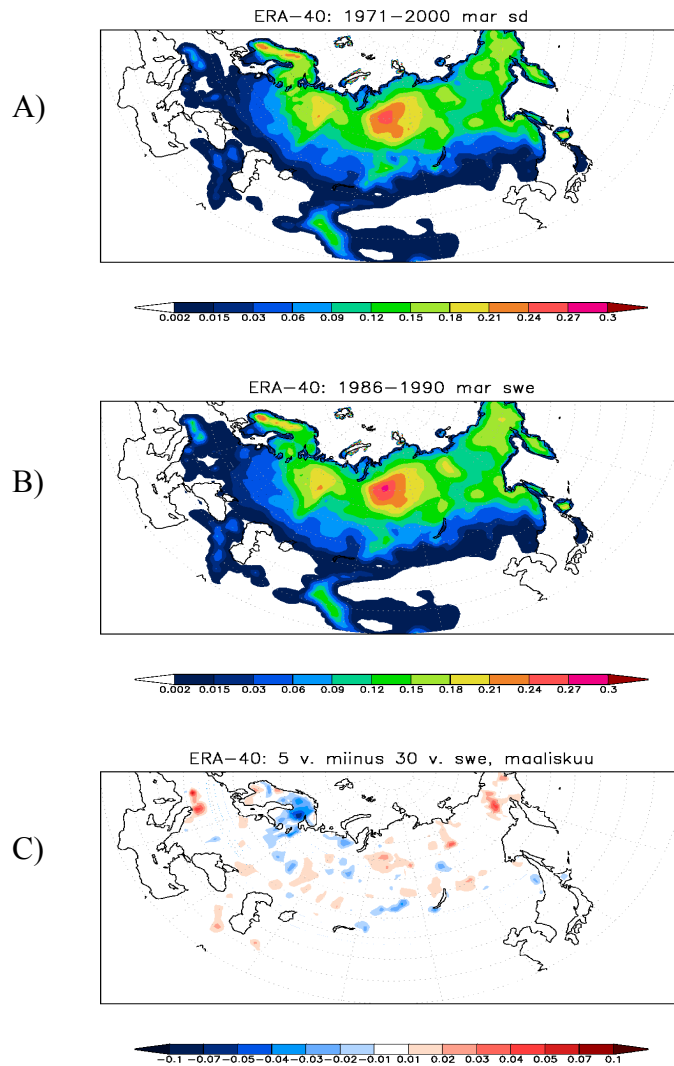


Kuva 4: a) ECHAM5:n keskimääräinen lumen vesiarvo talvella (joulu-helmikuu) jaksolla 1986-2000. b) ECHAM5:n keskimääräisistä arvoista vähennetty ERA-40:n keskimääräiset arvot jaksolla 1986-1990. Kuvien yksikkö m. c) Sama kuin b), mutta suhteelliset erot (%) alueella, jolla lumen vesiarvo on vähintään 0,002 m.

Suurimmat prosentuaaliset erot ECHAM5:n ja ERA-40:n viiden talven keskimääräisten lumen vesiarvojen välillä (kuva 4c) osuvat Siperian sisäosiin sekä Skandinavian vuoristoon. Näillä alueilla ECHAM5:n arvot ovat paikoin alle puolet ERA-40:n arvoista. Reuna-alueilla erottuvat huomattavan suuret negatiiviset tai positiiviset poikkeamat aiheutunevat Tiibetin aluetta lukuun ottamatta siitä, että näillä alueilla suhteellisia eroja laskettaessa jakajana on ollut hyvin pieniä lukuja. Lumen vesiarvo on joka tapauksessa näillä alueilla varsin pieni. Kuva 4b lieneekin kyseisillä alueilla ku-

vaavampi esitys ECHAM5:n ja ERA-40:n välisistä eroista.

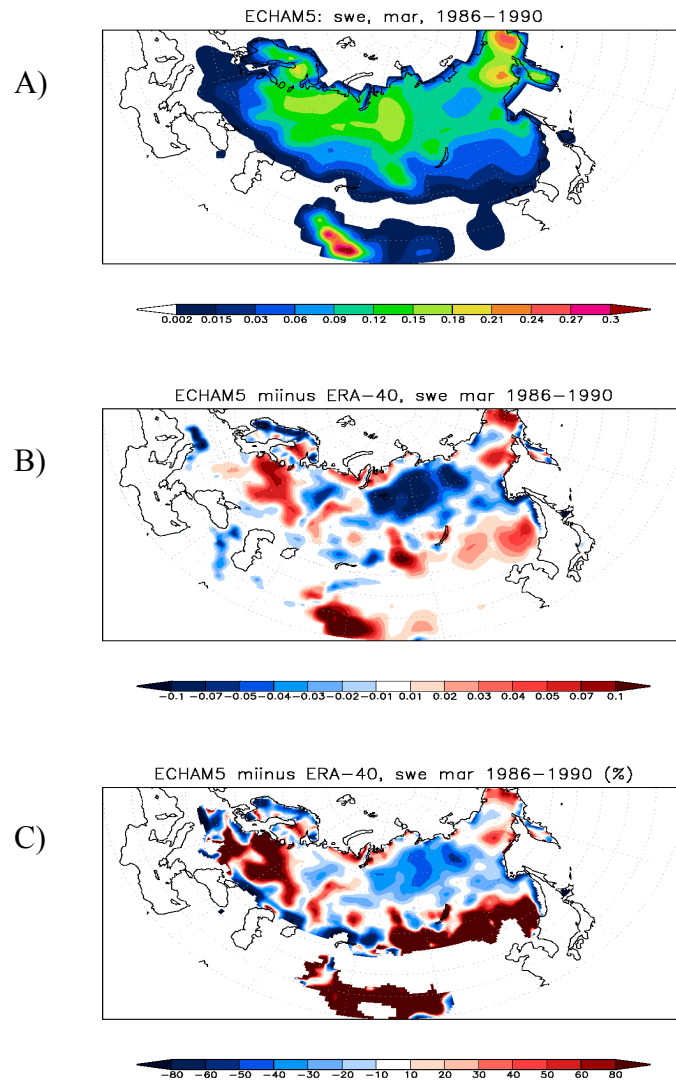
7.2.2 Maaliskuu



Kuva 5: a) ERA-40 lumen vesi-arvo maaliskuussa jaksolla 1971–2000. b) Jaksolla 1986–1990. c) Maaliskuun lumen vesi-arvon viiden vuoden ja 30 vuoden välinen erotus. Kuvien yksikkö m.

Varsinaisten talvikuukausien (joului–helmii) jälkeenkin Pohjois-Euraasiassa on yhä runsaasti lunta. Toisaalta kevätikuukausina alueen eteläisillä reunoilla lumen peittäämä alue on jo alkanut kutistua. Kuvasta 5 nähdään ERA-40:n lumen vesi-arvon maaliskuun klimatologiset arvot jaksoilla 1971–2000 sekä 1986–1990. ERA-40:n maaliskuiset suurimmat arvot osuvat jälleen Uralin itäpuolelle läntisen Siperian sisäosiin, Uralvuoriston tienoille sekä Skandinavian vuoristoon (kuvat 5a ja 5b).

Kun tarkastellaan näiden kahden jakson välistä erotusta (kuva 5c), huomataan jälleen, että poikkeamat ovat melko vähäisiä. Fennoskandian pohjoisosissa viiden vuoden jaksolla lumen vesi-arvo näyttää saaneen pienempiä arvoja. ERA-40:n mukaan 1980-luvun loppupuolella lunta näyttäisi siis olleen Pohjois-Euroopassa hieman tavanomaista vähemmän.



Kuva 6: a) ECHAM5 maaliskuun keskimääräinen lumen vesi-arvo jaksolla 1986-1990. b) ECHAM5:n ja ERA-40:n maaliskuiden lumen vesi-arvon erotus jaksolla 1986-1990. Kuvien yksikkö m. c) Sama kuin b), mutta suhteelliset erot (%) alueella, jolla lumen vesi-arvo on vähintään 0,002 m.

ECHAM5:n maaliskuun lumen vesi-arvon keskimääräiset arvot jaksolla 1986-1990 on esitetty kuvassa 6a. Suurimmat arvot osuvat Uralin itäpuoliseen Siperiaan sekä

Ural-vuorten tienoille. Voimakas maksimi erottuu myös Aasian itäisimmässä kolkassa. Verrattuna ERA-40:n vastaavaan jaksoon (kuva 6b) huomataan, että Skandinaviassa sekä Siperian sisäosissa ECHAM5:n arvot ovat ERA-40:n arvoja pienempiä päinvastoin kuin Venäjän länsiosissa ja Aasian itäisimmässä osassa. Myös Tiibetin alueella ECHAM5:n arvot ovat selvästi ERA-40:n arvoja suurempia.

Pienimmillään ECHAM5:n arvot ovat paikoin alle puolet ERA-40:n arvoista (kuva 6c). Toisaalta esimerkiksi Aasian koilliskolkassa ECHAM5:n arvot ovat yli 50 % ERA-40:n arvoja suurempia. Eteläisillä alueilla (lukuun ottamatta Tiibetiä) ja paikoitellen Euroopan puolella suuret suhteelliset erot johtunevat jälleen pienestä jakajasta. Lumen vesi-arvo on näillä alueilla joka tapauksessa varsin pieni. (Ks. esim. kuvat 5a ja 5b sekä 6a.)

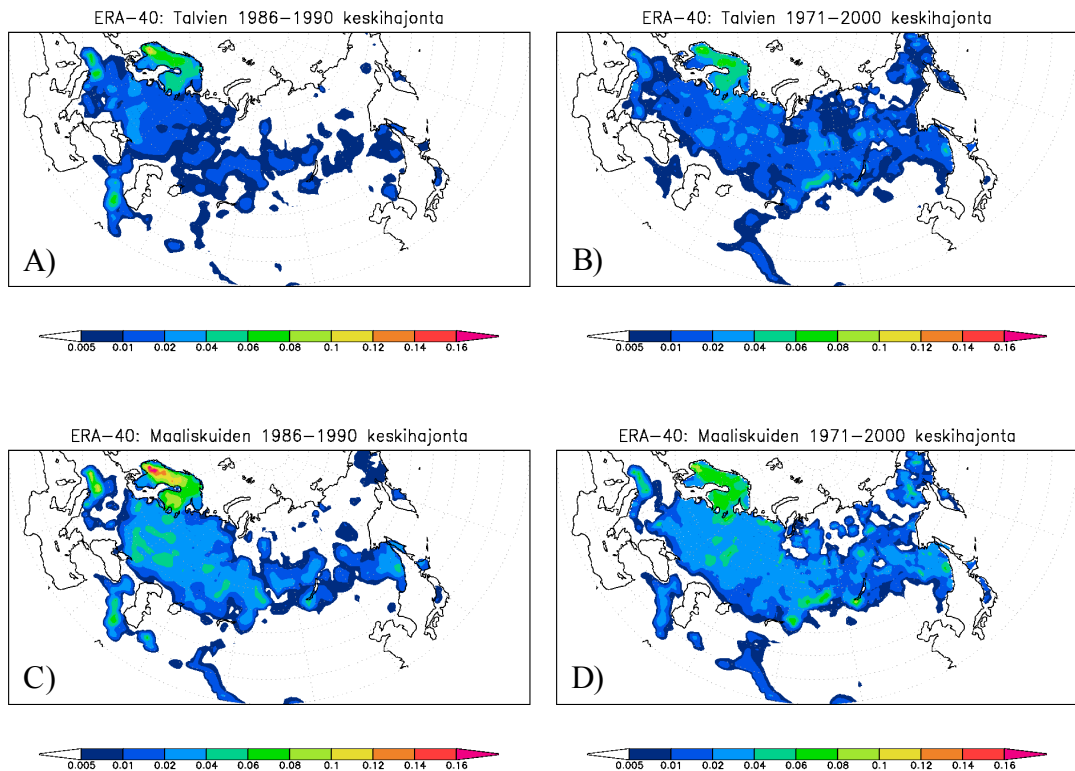
7.3 Vuosien välinen vaihtelu

Vuotuisten lumen vesi-arvojen tarkastelua varten laskettiin ERA-40- ja ECHAM5-aineistoista yksittäisten maaliskuiden ja talvien poikkeamia viiden vuoden keskimääräisistä lumen vesi-arvoista. Lisäksi ERA-40-aineistosta laskettiin jaksojen 1986-1990 ja 1971-2000 talvien ja maaliskuiden keskihajonta.

7.3.1 Talvi

Kun tarkasteltiin ERA-40-aineiston yksittäisiä talvia sekä näiden ja keskimääräisten arvojen erotuksia jaksolla 1986-1990 (Liite 1), huomattiin, että suurimmat vuosien väliset erot lumen vesi-arvossa sijoittuivat Pohjois-Eurooppaan. Varsinkin kolmena ensimmäisenä talvena lunta oli Fennoskandiassa ja sen lähiympäristössä keskimääräistä enemmän. Toisaalta talvena 1986-1987 erottui Suomen itäpuolella alue, jolla lunta oli hieman tavanomaista vähemmän. Jakson kahtena viimeisenä talvena Fennoskandian alueella taas erottui voimakas minimi: lunta oli näinä talvina huomattavasti keskimääräistä vähemmän. Myös muualla Euroopassa kaksi viimeistä talvea näyttivät olleen hieman tavallista vähälumisempia. Euraasian Aasian puoleisessa osassa eri vuosien välillä ei näyttänyt olleen suuriakaan eroja. Koko Pohjois-Euraasian alueella vuosien välinen vaihtelu oli suurinta Pohjois-Euroopassa (kuvat 7a ja

7b). Jaksolla 1986-1990 keskihajonta oli Uralin itäpuolisella alueella pientä (kuva 7a). Pidemmällä jaksolla 1971-2000 hajontaa oli koko Pohjois-Euraasian alueella suurimman hajonnan osuessa kuitenkin Pohjois-Eurooppaan (kuva 7b).



Kuva 7: a) ERA-40:n lumen vesiaron talven keskihajonta jaksolla 1986-1990, b) sama kuin a), mutta jaksolla 1971-2000. c) ERA-40:n lumen vesiaron maaliskuun keskihajonta jaksolla 1986-1990, d) sama kuin c), mutta jaksolla 1971-2000. Kuvien yksikkö on m.

ECHAM5:n kymmenen ajon keskiarvon vuosien välinen vaihtelu oli huomattavasti vähäisempää kuin ERA-40:n (Liite 2). Yksittäisinä vuosina lumen vesiaron sai melko samankaltaisia arvoja. Varsinkaan ERA-40-aineistossa erottuva kahden viimeisen vuoden selkeä lumen vähäisyys ei erottunut ECHAM5-aineistossa. Ainoastaan viimeisenä tarkastelutalvena (1989-1990) voitiin erottaa heikohko lumen vesiaron minimi Uralin länsipuolisilla alueilla. Todennäköisesti ECHAM5:n vuosien välinen vaihtelu olisi ollut suurempaa, jos olisi tarkasteltu jotakin yksittäistä simulaatiota kymmenen simulaation keskiarvon sijaan.

7.3.2 Maaliskuu

ERA-40-aineistossa myös maaliskuiden suurimmat vuosien väliset erot jaksolla 1986-1990 sijoittuvat Pohjois-Eurooppaan (Liite 1). Tarkastelujakson kolmena ensimmäisenä maaliskuuna (1986, 1987, 1988) lumen vesiarvot olivat selvästi viiden vuoden keskimääräisiä arvoja suurempia Pohjois-Euroopassa ja muuallakin Uralin länsipuolisilla alueilla. Jakson kahtena viimeisenä maaliskuuna (1989, 1990) arvot taas olivat huomattavasti keskimääräisiä arvoja pienempiä. Suurimmat erot osuivat jälleen Pohjois-Eurooppaan, mutta eroja oli muuallakin läntisessä Euraasiassa. Idempänä Euraasiassa ei vuosien välinen vaihtelu ollut maaliskuussakaan kovin suurta. ERA-40:n maaliskuiden keskihajonta on esitetty kuvissa 7c ja 7d. Kuvista nähdään, että maaliskuussa keskihajonta on talven keskihajontaa suurempi. Suurimmat arvot osuvat jälleen Pohjois-Eurooppaan, mutta jaksolla 1986-1990 (kuva 7c) Aasiankin puolella leveysasteen 50°N vaiheilla kulkee vyöhyke, jolla vuosien välinen vaihtelu on muuta Aasiaa suurempaa. Jaksolla 1971-2000 (kuva 7d) hajontaa on lähes koko tarkastelualueella.

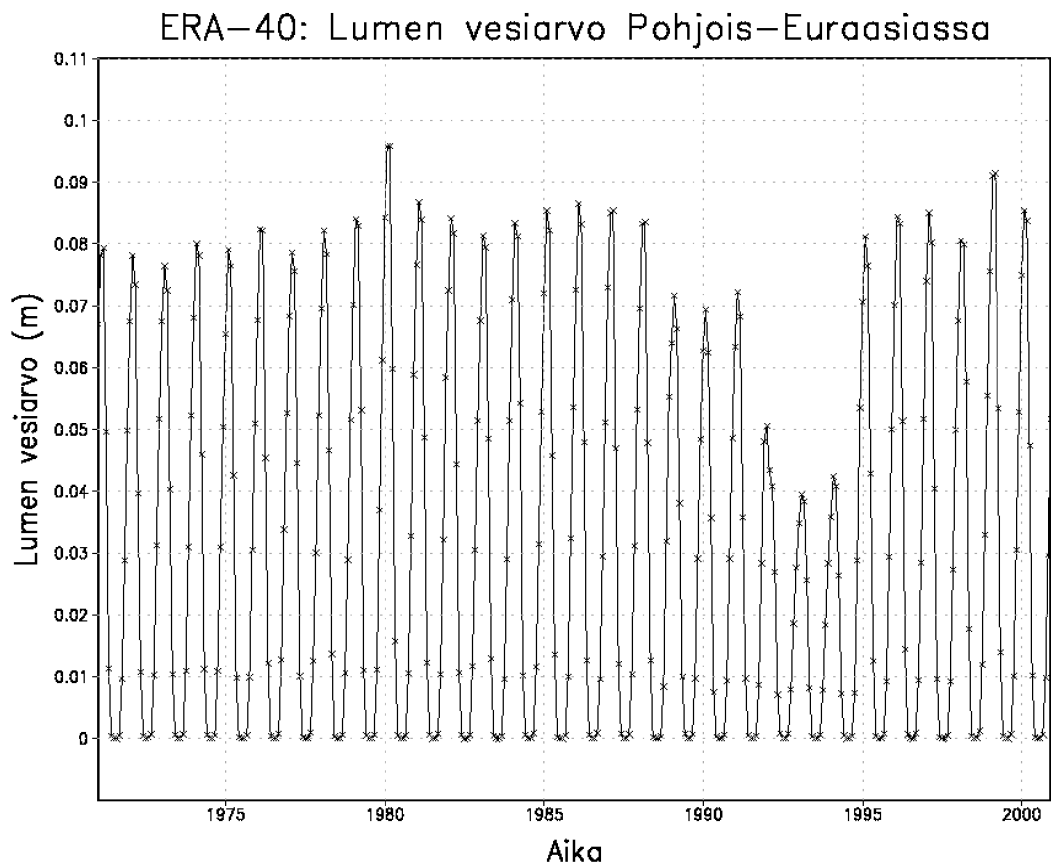
Vastaavalla jaksolla 1986-1990 ECHAM5:n maaliskuiden lumen vesiarvoissa (liite 2) ei näkynyt samankaltaista selkeää ajallista vaihtelua kuin ERA-40:n lumen vesiarvossa. Vuosien välillä erottui pieniä paikallisia eroja. Lähinnä jakson viimeisenä maaliskuuna (1990) oli havaittavissa ERA-40:n kaltaista lumen vähäisyyttä osassa läntistä Euraasiaa. Ero viiden vuoden keskimääräiseen lumen vesiarvoon on kuitenkin paljon pienempi kuin ERA-40:n vastaavassa maaliskuussa.

7.4 Aluekeskiarvot

Käytetystä aineistosta laskettiin myös aluekeskiarvoja kahdelle eri alueelle. Nämä olivat: Pohjois-Euraasia (40-85 °N, 0-180 °E) sekä Pohjois-Eurooppa (55-72 °N, 3-40 °E). Seuraavassa tarkastellaan aluekeskiarvojen aikasarjoja.

7.4.1 Pohjois-Euraasia

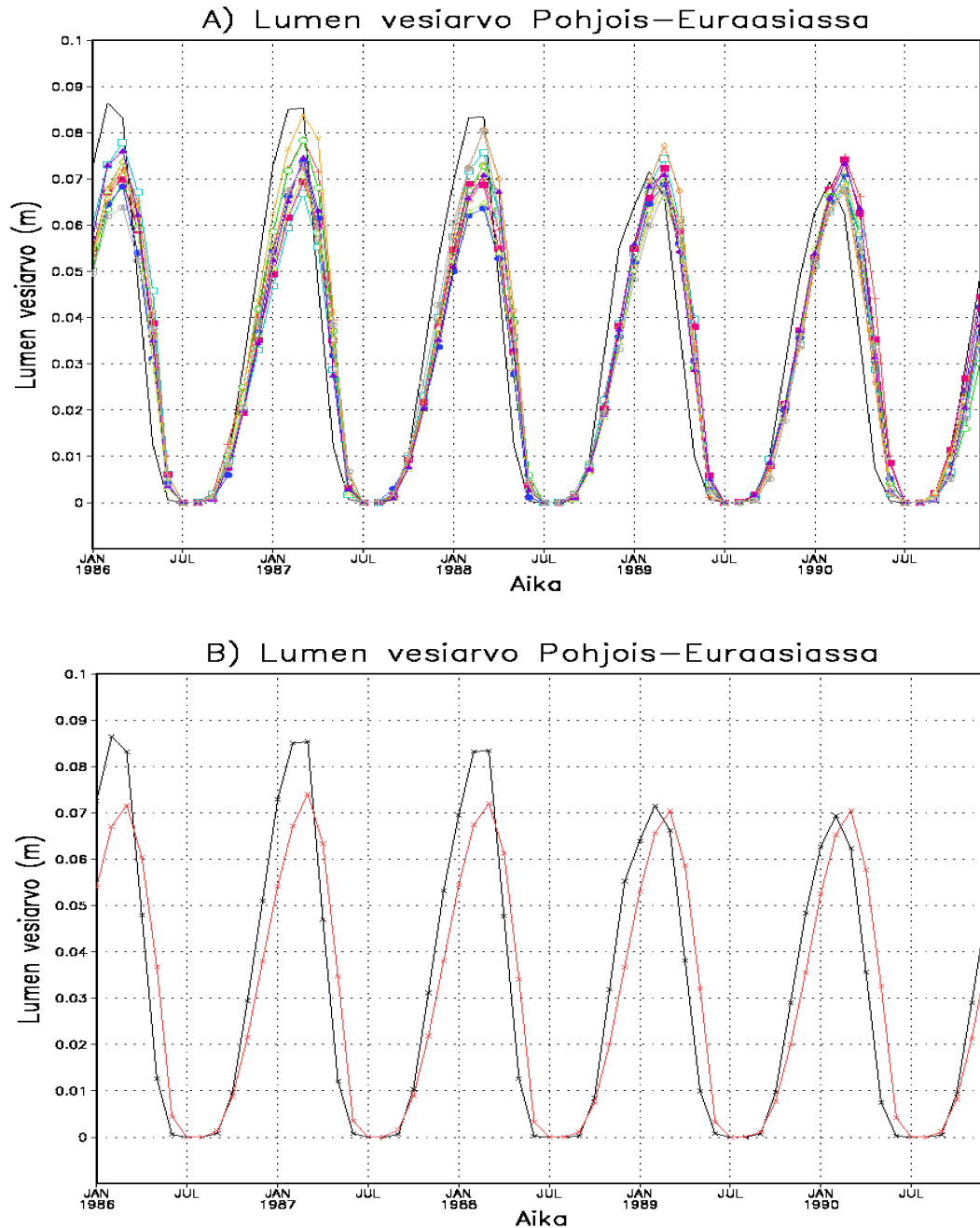
Kuvassa 8 on esitetty Pohjois-Euraasian alueen aikasarja jaksolla 1971-2000. Jos vuodet 1989-1994 jätetään huomioimatta, aikasarja näyttää melko tasaiselta. Uppalan et al. (2005) mukaan ERA-40:n lumen vesiaron analyysissä ilmeni vuosina 1992-1994 virhe, mikä näkyy aikasarjassa poikkeuksellisen alhaisina lumen vesiaron arvoina. Näitä vuosia ei siis voida pitää todenmukaisina. Vuosina 1989-1991 lumen vesiaron maksimilukemat näyttäisivät jäävän todellisestikin hieman keskimääräistä alemmalle tasolle. Vuotuinen lumen vesiaron maksimiarvo ylittää kuitenkin useimpina vuosina 0,08 m.



Kuva 8: ERA-40 lumen vesiaron Pohjois-Euraasian alueella jaksolla 1971-2000. Yksikkö m. Alue 40-85 °N, 0-180 °E. Uppalan et al. (2005) mukaan analyysissä ilmeni vuosina 1992-1994 virhe, joten näiden vuosien lumen vesiaronvoja ei voida pitää todenmukaisina.

Lyhempää jaksoa 1986-1990 on tarkasteltu erikseen kuvassa 9. Kuvassa 9a musta käyrä esittää ERA-40:n lumen vesiaron, värikkäät käyrät esittävät ECHAM5:n kymmenen eri ajon mukaiset lumen vesiaronnot. Huomataan, että ECHAM5:n eri ajo-

jen vaihteluväli on suurimmillaan vuonna 1987 (noin 0,02 m) ja pienimmillään vuonna 1990 (alle 0,01 m). Jakson alkupäässä ECHAM5:n ajojen vaihteluväli pysyy hie-
man laajempana, kahtena viimeisenä vuotena se on varsin pieni. Kolmena ensimmäi-
senä vuonna ERA-40:n lumen vesiaron maksimiarvo on suurempi kuin yhdenkään

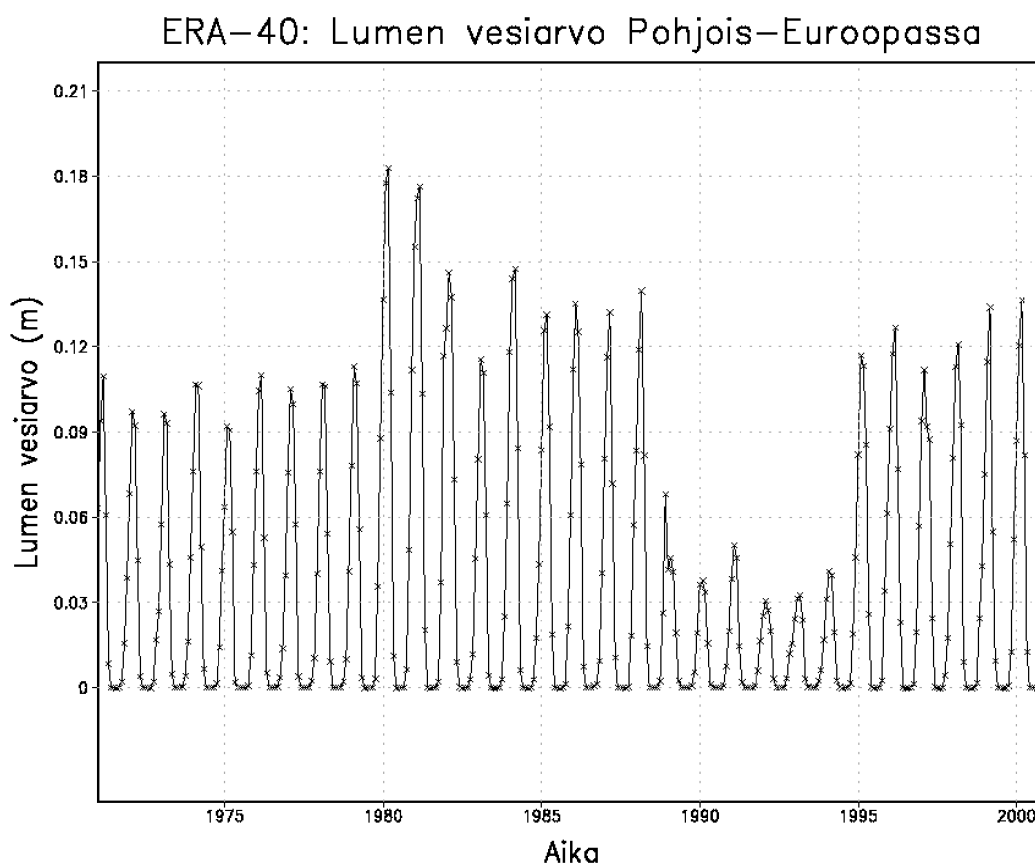


Kuva 9: Lumen vesiario Pohjois-Euraasiassa jaksolla 1986-1990. a) Musta käyrä kuvaa ERA-40:n lumen vesiaria, värikkäät käyrät esittävät kymmentä eri ECHAM5-simulaatiota. b). Kymmenen ECHAM5-simulaation lumen vesiaron keskiarvo (punainen käyrä) ja ERA-40:n lumen vesiario (musta käyrä). Kuvien yksikkö m.

ECHAM5-ajon maksimiarvo, kahtena viimeisenä vuonna ERA-40:n lumen vesi-arvo osuu ECHAM5:n vaihteluvälin sisälle. Lumisin kuukausi näyttää kuitenkin kahtena viimeisenä vuonna siirtyneen ERA-40:n mukaan maaliskuulta helmikuulle.

Kuvassa 9b on lisäksi verrattu ECHAM5:n kymmenestä eri ajosta laskettua lumen vesi-arvon keskiarvoa ja ERA-40:n lumen vesi-arvoa. Huomataan, että ECHAM5-ajojen keskiarvo näyttää varsin tasaiselta. Kahtena viimeisenä vuonna lunta näyttäisi olleen aavistuksen verran vähemmän kuin kolmena ensimmäisenä vuonna, mutta eroa ei voi pitää merkittävänä. ERA-40:n käyrässä kaksi viimeistä vuotta ovat selvästi aikaisempia vuosia vähälumisempia. Kaiken kaikkiaan ECHAM5:n lumen vesi-arvon maksimiarvot pysyttelevät sillä tasolla, millä ERA-40:n lumen vesi-arvon maksimiarvot ovat matalimmillaan.

7.4.2 Pohjois-Eurooppa



Kuva 10: ERA-40 lumen vesi-arvo Pohjois-Euroopassa jaksolla 1971-2000. Yksikkö m. Alue 55-72 °N, 3-40 °E. Vuosien 1992-1994 matalat arvot voidaan jättää virheelisinä huomioimatta (Uppala et al. 2005).

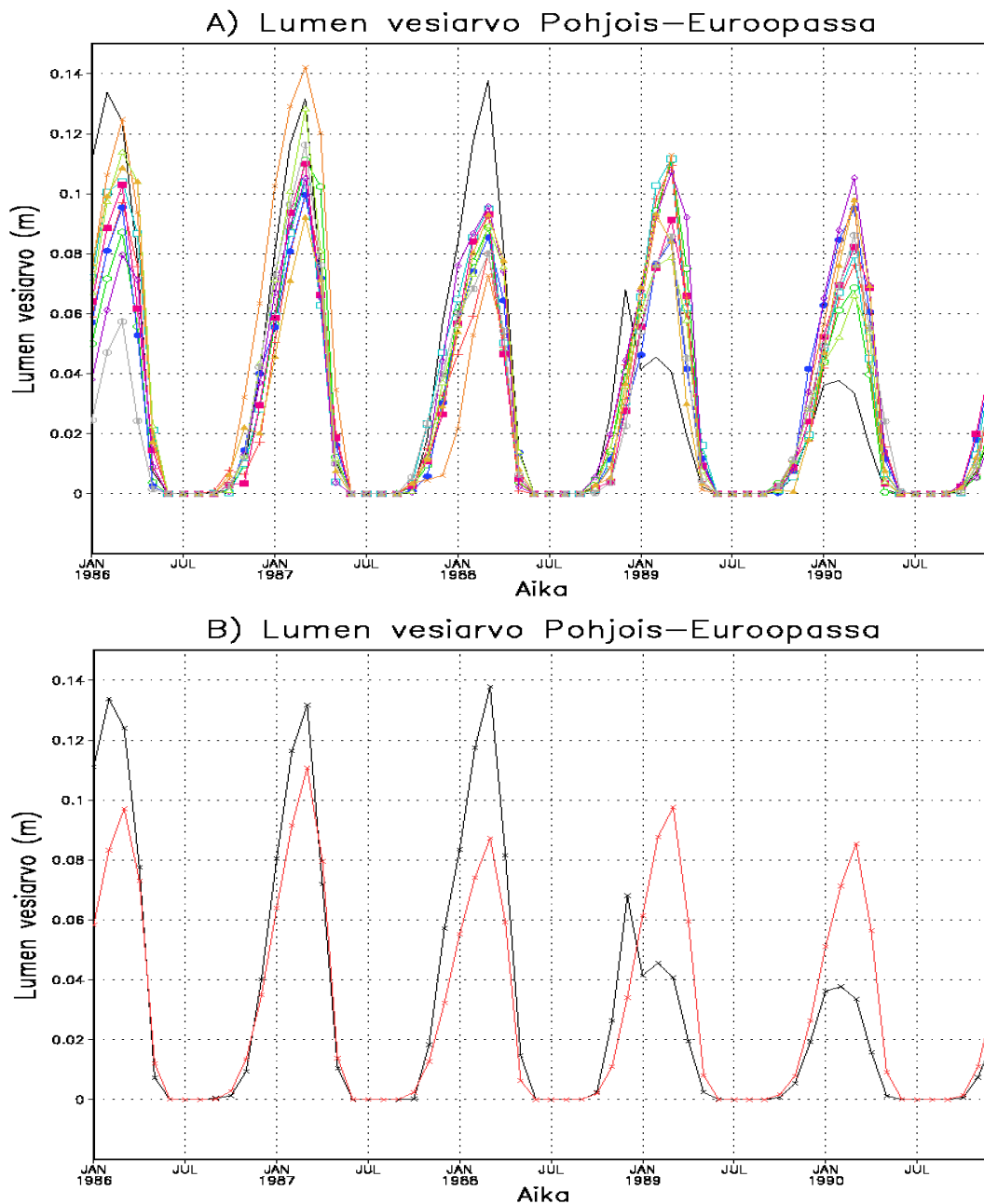
Pohjois-Euroopassa (kuva 10) vuosien välinen vaihtelu on jonkin verran suurempaa kuin koko Pohjois-Euraasian alueella. Myös vuotuiset maksimi-arvot ovat lähes kauttaaltaan suurempia kuin koko Pohjois-Euraasian alueella. Tarkastelujakson (1971-2000) alusta vuoteen 1979 asti aikasarja näyttää varsin tasaiselta vuotuisen maksimin vaihdellessa 0,1 m molemmin puolin. Vuodesta 1980 eteenpäin maksimi-arvot kasvavat. Suurimmillaan aluekeskiarvon maksimi-arvo on vuonna 1980, jolloin se ylittää 0,18 m. Vuodesta 1989 vuoteen 1994 lumen vesi-arvo saa hyvin matalia arvoja. Vuosien 1992-1994 matalat arvot voidaan tosin jättää virheellisinä huomioimatta (Uppala et al. 2005). Analyysin virhe ei kuitenkaan selitä vuosien 1989-1991 hyvin matalia lumen vesi-arvon maksimi-arvoja. Ilmatieteen laitoksen Suomen alueen lumensyvyysmittausten mukaan (liite 3) vuosien 1989 ja 1990 maaliskuisissa maan etelä- ja keski-osassa sekä Oulun läänin länsiosassa oli lunta tavanomaista vähemmän. ERA-40-aineisto vaikuttaa ainakin näiltä osin siis realistiselta.

Vuodesta 1995 eteenpäin lumen vesi-arvo saa jälleen korkeampia arvoja, vuotuiset maksimi-arvot vaihtelevat 0,12 m ympärillä. Mitään kovin selkeää trendiä ei käyrästä ole havaittavissa. Jos vuosien 1989-1994 matalat arvot jätettäisiin huomioimatta, voitaisiin kenties havaita lievästi nouseva trendi.

Kuvassa 11a on esitetty lumen vesi-arvon aikasarja Pohjois-Euroopan alueella jaksolla 1986-1990. Musta käyrä kuvaa ERA-40:n lumen vesi-arvoa, värikkäät käyrät ovat kymmenen eri ECHAM5-ajoa. ECHAM5-simulaatiot vaihtelevat Pohjois-Euroopan alueella huomattavasti enemmän kuin koko Pohjois-Euraasian alueella. Laajimmillaan vaihteluväli on vuonna 1986, jolloin matalimmillaan ECHAM5 tarjoaa lumen vesi-arvon maksimi-arvoksi alle 0,06 m ja suurimmillaan yli 0,12 m. Vaihteluväli on siis yli 0,06 m. Kapeimmillaan ECHAM5-ajojen vaihteluväli on vuonna 1988, jolloin se on hieman yli 0,02 m. Tämäkin on kuitenkin laajempi kuin koko Pohjois-Euraasian alueen aikasarjassa (kuva 9a) ECHAM5-ajojen suurin vaihteluväli. ERA-40:n lumen vesi-arvon maksimi-arvo osuu ainoastaan vuonna 1987 ECHAM5-ajojen vaihteluvälin sisäpuolelle. Varsinkin vuonna 1988 ERA-40:n maksimi-arvo on reilusti ECHAM5:n arvoja suurempi. Toisaalta vuosina 1989 ja 1990 ERA-40:n maksimi-arvot jäävät reilusti ECHAM5:n maksimi-arvojen alapuolelle.

Kuvan 11b punainen käyrä esittää kymmenen ECHAM5-ajon keskiarvoa. Vaikka

käyrässä näkyy nyt vuosien välillä enemmän vaihtelua kuin koko Pohjois-Euraasian kuvassa (9b), nähdään kuitenkin, että se ei tavoita korkeimpia ja matalimpia arvoja. ECHAM5-käyrällä matalimmat vuodet ovat 1988 ja 1990. ERA-40:n mukaan matalimmat arvot osuvat vuosille 1989 ja 1990.



Kuva 11: Lumen vesiarvo Pohjois-Euroopassa jaksolla 1986-1990. a) Musta käyrä on ERA-40:n lumen vesiarvo, värikkäät käyrät esittävät kymmenen eri ECHAM5-ajon lumen vesiarvoa. b) Kymmenen ECHAM5-ajon lumen vesiarvon keskiarvo (punainen käyrä), ERA-40:n lumen vesiarvo (musta käyrä). Kuvien yksikkö m.

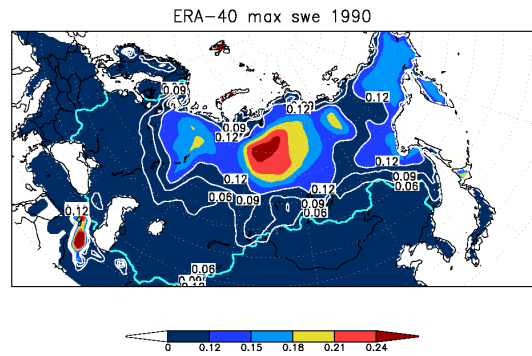
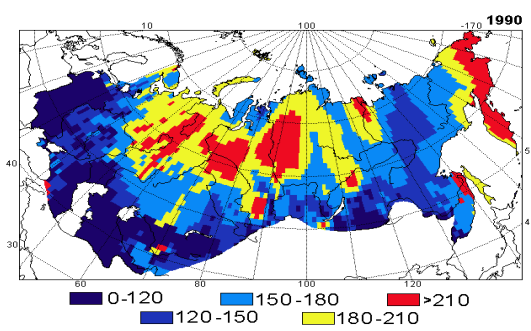
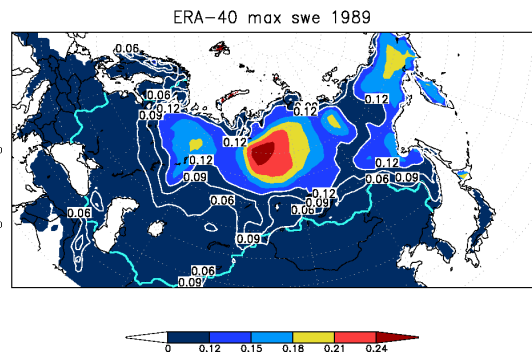
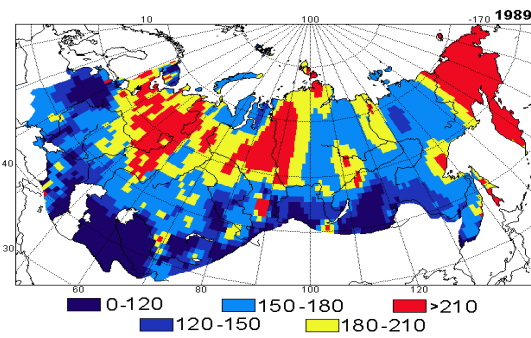
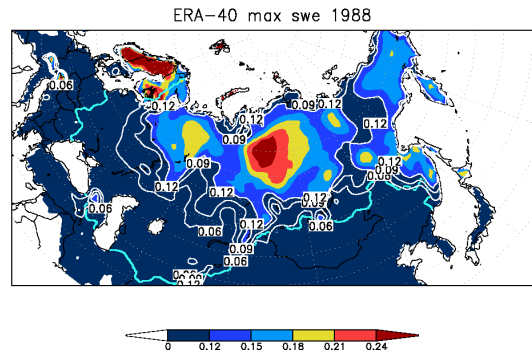
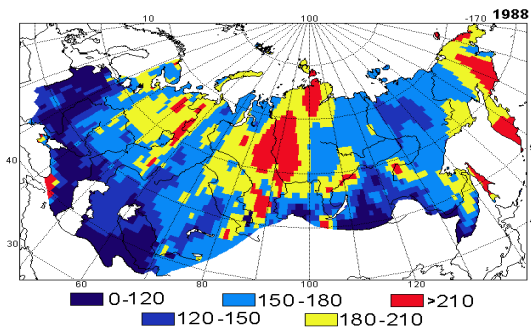
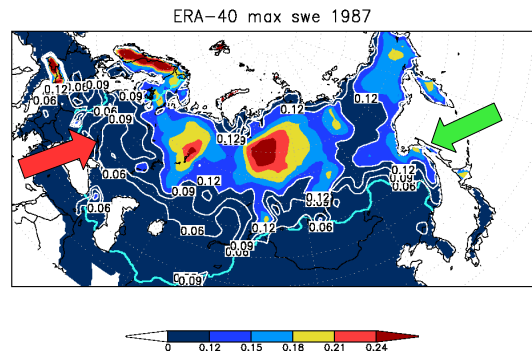
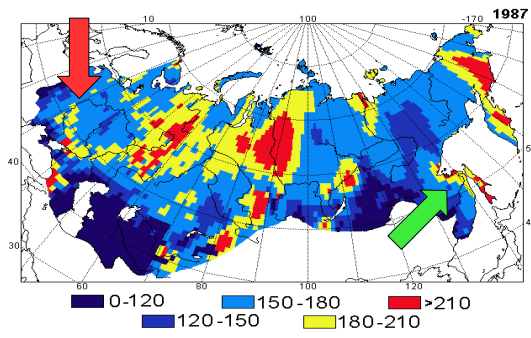
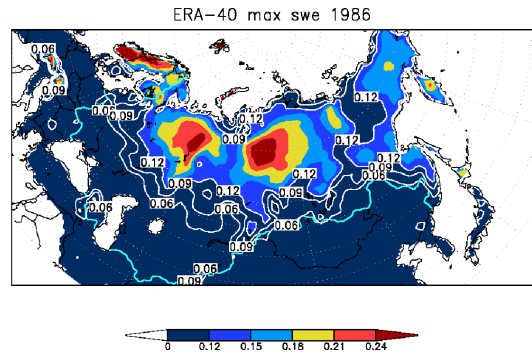
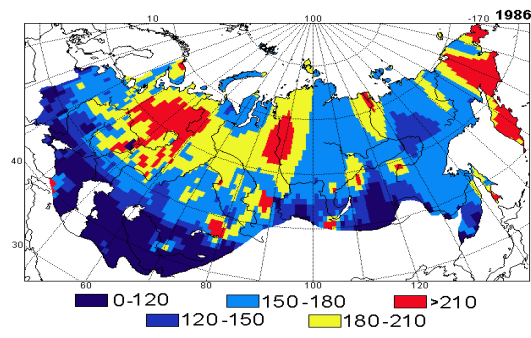
7.5 INTAS-SCCONE-aineisto

ERA-40:n lumen vesi-arvoaineistoa verrattiin myös INTAS-SCCONE-aineiston kuviin vuosilta 1986-1990. Kuvassa 12 on esitetty molempien aineistojen tulokset. INTAS-SCCONE-aineiston kuvat esittävät lumen vesi-arvon vuotuisia maksimiarvoja, jotka on laskettu päivittäisistä lumensyvyiden havainnoista (INTAS-project, 2005). Vertailua varten ERA-40-aineistosta poimittiin kuukausikeskiarvojen vuotuiset maksimiarvot kullekin vuodelle jaksolla 1986-1990. Koska tässä työssä käytettävissä ollut INTAS-SCCONE-aineisto rajoittuu entisen Neuvostoliiton alueelle, vertailua ei voitu tehdä koko Pohjois-Euraasian alueella. Niinpä kuvien valkoisten alueiden laajuudet eivät ole keskenään vertailukelpoisia.

Vuonna 1986 ERA-40-kuvassa erottuu Venäjän alueella kaksi selkeää maksimialuetta, joilla $SWE > 0,24$ m. INTAS-kuvassa on samoilla seuduilla kaksi maksimialuetta, joilla $SWE > 0,21$ m. Myös Venäjän itäisimmässä kolkassa erottuu molemmissa kuvissa maksimi. INTAS-kuvassa tämän alueen lumen vesi-arvo on kuitenkin selvästi suurempi. Lumen vesi-arvon samanarvonkäyrä 0,12 m kulkee ERA-40-kuvassa pohjoisempana kuin INTAS-kuvassa.

Seuraavana vuonna (1987) keskisen ja itäisen Venäjän maksimialueet ovat molemmissa kuvissa suunnilleen samoilla alueilla kuin vuonna 1986. Myös arvot ovat vuoden 1986 kaltaisissa lukemissa. Vuoden 1987 ERA-40- ja INTAS-kuvista on löydettävissä muitakin alueita, joilla maksimiarvot osuvat samoille seuduille molemmissa kuvissa. Esimerkkejä tällaisista alueista ovat mm. kaarevan muotoinen maksimialue Mustanmeren pohjoispuolella (kuvissa punainen nuoli) sekä maksimialue Ohotan meren rannikolla ja Sahalinin saaren tienoilla (kuvissa vihreä nuoli). ERA-40-kuvassa arvot ovat näillä alueilla kuitenkin INTAS-kuvan arvoja pienempiä.

Vuonna 1988 laajin lumen vesi-arvon maksimialue on molempien kuvien mukaan ollut keskellä Venäjää Länsi-Siperiassa. ERA-40-kuvassa $SWE > 0,24$ m ja INTAS-kuvassa $SWE > 0,21$ m. Toinen läntisempi maksimi on molemmissa kuvissa nyt hieman heikompi kuin aikaisempina vuosina. Idempänäkin paikalliset maksimialueet osuvat ERA-40- ja INTAS-kuvissa jälleen melko hyvin samoille kohdille, vaikka ERA-40:n lumen vesi-arvo onkin jälleen hieman pienempi kuin INTAS-aineiston.



Verrattaessa vuosina 1989 ja 1990 ERA-40- ja INTAS-kuvia huomataan eroavaisuuksia varsinkin Euroopan puolella. ERA-40:n mukaan lunta on tällä alueella huomattavasti vähemmän. Aasian puolella alueelliset piirteet ovat jälleen pääpiirteittäin yhteensopivia: maksimit ovat molemmissa kuvissa jälleen Venäjän keskivaiheilla sekä itäisimmissä osissa.

Varsinkin tarkastelujakson kolmelta ensimmäiseltä vuodelta ERA-40- ja INTAS-kuvista löytyy paljon yhteisiä piirteitä. Kahtena jälkimmäisenä vuotena eroja on enemmän ja varsinkin Euroopan puoleisilla alueilla. Pääpiirteittäin näyttäisi siltä, että ERA-40:n maksimiarvot ovat monilla alueilla pienempiä kuin INTAS-SCCONE-aineiston mukaiset maksimiarvot. Tämä voinee osittain aiheutua ERA-40:n lumen mallintamisen ja analyysin asettamista rajoituksista. Toisaalta on muistettava, että ERA-40:n vuotuiset maksimiarvot laskettiin kuukausikeskiarvoista, jolloin kuukausien sisäinen vaihtelu on tasoittunut pois. Lumen vesi-arvo on siis myös ERA-40-aineiston mukaan voinut saada suurempiakin arvoja, kuin mitä kuvassa 12 esitetään.

Kuva 12 (edellisellä sivulla): Vasemmassa sarakkeessa INTAS-kuvat vuosilta 1986-1990, oikeassa sarakkeessa ERA-40:n kuvat samoilta vuosilta. INTAS-kuvat esittävät vuotuista lumen vesi-arvon maksimi-arvoa, yksikkö mm. ERA-40-kuvissa on kuukausikeskiarvoista poimitut vuotuiset lumen vesi-arvon maksimiarvot, yksikkö m. Varjostuksen lisäksi ERA-40:n kuvissa on esitetty valkoisella isoviivat 0,09, 0,06 ja 0,12. Turkoosilla viivalla on vahvistettu entisen Neuvostoliiton alueen maaraja. Vuoden 1987 kuvissa punainen nuoli osoittaa Mustanmeren pohjoispuolista maksimialuetta, vihreä nuoli osoittaa Ohotan meren rannikon ja Sahalinin alueen maksimialuetta.

8. LUMIPEITTEISEN PINNAN ALBEDO -AINEISTOJEN VERTAILUA

Lumen vesiarvon lisäksi tarkasteltiin mallien ennustamaa pinnan albedoa alueilla, joilla maa on lumen peitossa. Tämän vuoksi pinnan albedo jätettiin piirtämättä alueilla, joilla lumen vesiarvo oli pienempi kuin 0,002 m. Myös vesialueiden pinnan albedo jätettiin huomioimatta.

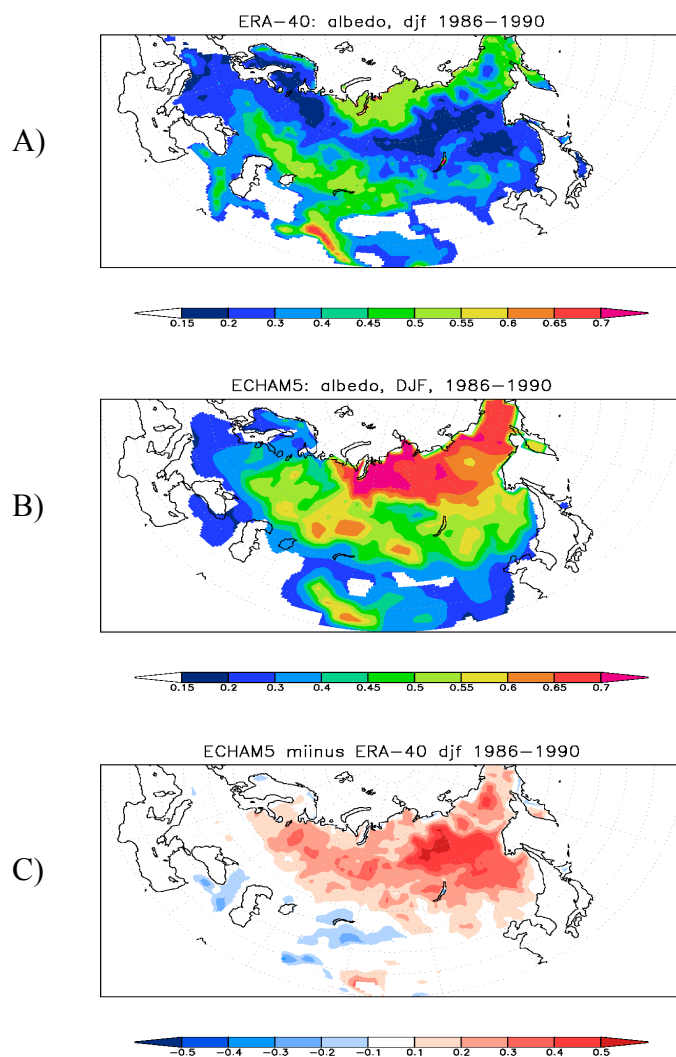
8.1 Keskimääräiset arvot

8.1.1 Talvi

ECHAM5:n tuottama talvien 1986-1990 keskimääräinen lumipeitteisen pinnan albedo on selvästi ERA-40:n albedoa suurempi (kuva 13). Euraasian pohjoisimmissa osissa pinnan albedo on suurimmillaan yli 0,7. Vastaavalla alueella ERA-40:n albedo on suurimmillaan yli 0,5. Suurimmat erot ECHAM5:n ja ERA-40:n välillä näyttävät kuitenkin osuvan Siperian itä- ja keskiosiin. Näillä alueilla eroa albedojen välillä on paikoin jopa 0,5. Eteläisillä ja läntisillä reuna-alueilla erot ovat pienempiä.

Kun tarkasteltiin yksittäisiä vuosia, huomattiin, että kolmena ensimmäisenä talvena ERA-40:n pinnan albedo oli varsinkin Euroopan puolella sekä eteläisillä ja läntisillä reuna-alueilla selvästi suurempi kuin viiden talven keskiarvo näillä alueilla. Jakson kahtena viimeisenä talvena tilanne oli päinvastainen: yksittäisten talvien pinnan albedo oli reuna-alueilla selkeästi keskimääräistä pinnan albedoa pienempi. Tällaiset tulokset sopivat varsin hyvin yhteen lumen vesiarvoaineiston kanssa. Kun lunta oli vähemmän, oli albedokin pienempi.

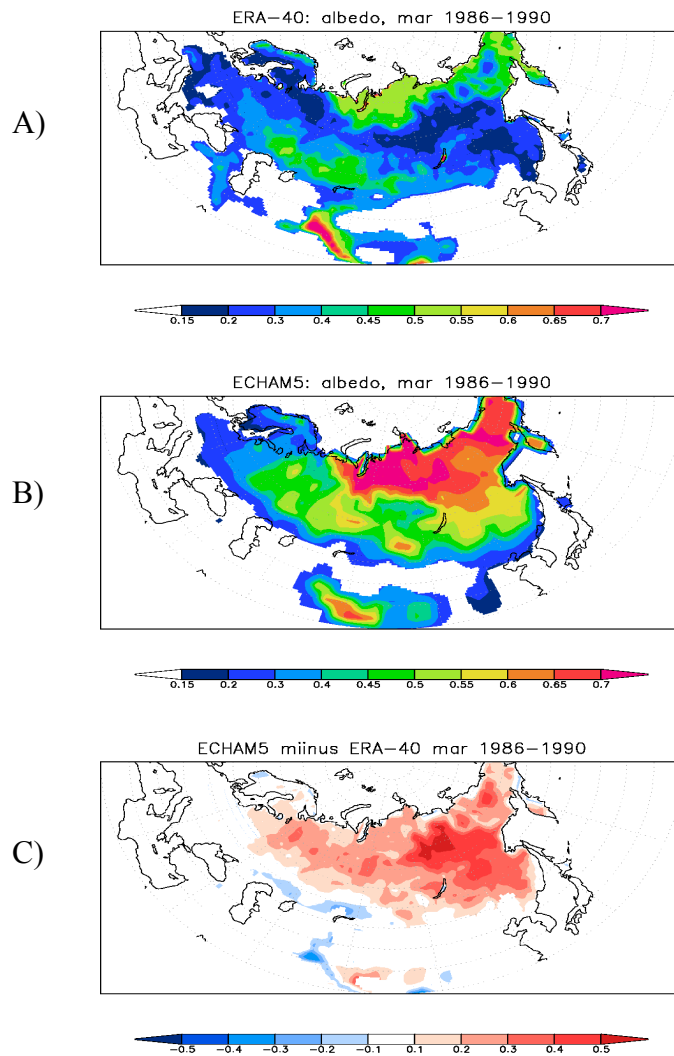
ECHAM5:n eri talvien pinnan albedossa ei ollut havaittavissa yhtä selkeää vaihtelua vuosien välillä kuin ERA-40:n. Varsinkin eteläisillä ja läntisillä reuna-alueilla pinnan albedo erosi eri vuosina jakson keskimääräisistä arvoista, mutta vaihtelu näytti olevan melko satunnaista, eikä se korreloinut ECHAM5:n lumen vesiarvon vuosien välisen vaihtelun kanssa.



Kuva 13: a) ERA-40 pinnan albedo talvella 1986-1990. b) ECHAM5 pinnan albedo talvella 1986-1990. c) ECHAM5:n ja ERA-40:n pinnan albedojen erotus.

8.1.2 Maaliskuu

Molempien mallien mukaiset maaliskuiden 1986-1990 keskimääräiset lumipeitteisen pinnan albedot ovat kuvassa 14. ECHAM5:n albedo saa jälleen suurempia arvoja kuin ERA-40. Suurimmat erot osuvat samoille seuduille kuin talvisin. Koska lumipeitteinen alue on reunoilta alkanut jo supistua, myös lumipeitteisen pinnan albedon alue on talven kuvia suppeampi. Arvot ovat myös reunoilla pienempiä kuin talvikuvissa, koska maassa oleva lumi on vanhempaa, ja lisäksi kuukausi-keskiarvoihin voi sisältyä lumettomiakin päiviä. Kuvat kuitenkin muistuttavat paljon talven vastaavia kuvia (kuva 13).



Kuva 14: a) ERA-40: pinnan albedo maaliskuussa 1986-1990. b) ECHAM5: pinnan albedo maaliskuussa 1986-1990. c) ECHAM5:n ja ERA-40:n pinnan albedojen erotus.

ERA-40:n maaliskuiden pinnan albedon ajallinen ja alueellinen kehitys muistutti varsin paljon samojen vuosien talvien pinnan albedoa: tarkastelujakson kolmen ensimmäisen vuoden maaliskuina albedo oli Euroopan puolella ja reuna-alueilla maaliskuiden viiden vuoden keskimääräisiä arvoja suurempi, kahtena viimeisenä vuotena pienempi. Poikkeamat keskimääräisistä arvoista olivat kuitenkin suurempia kuin talvisin. Tämä selittynee sillä, että reuna-alueilla lumi oli jo alkanut sulaa. ECHAM5:n eri vuosien maaliskuiden pinnan albedo muistutti niin ikään samojen vuosien talvien pinnan albedoa.

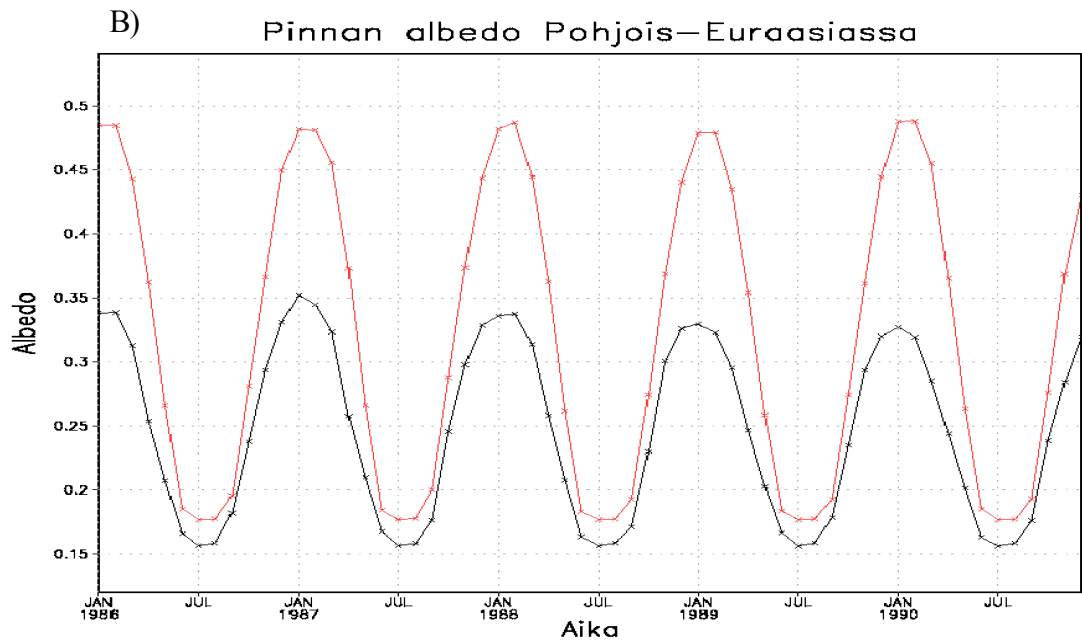
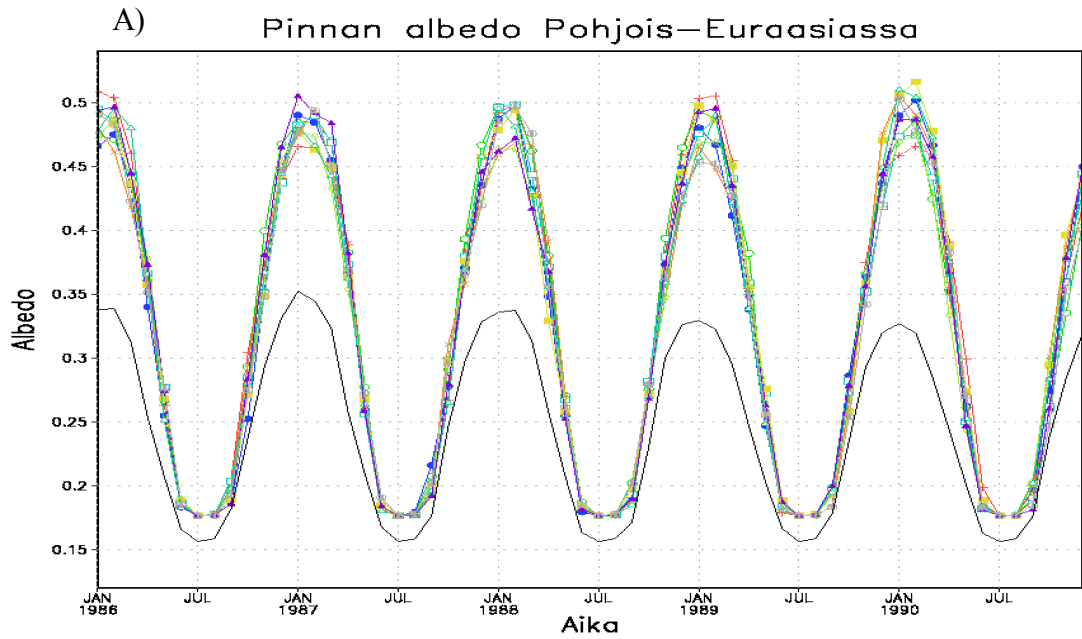
8.2 Aluekeskiarvot

Hilaruudun keskimääräisestä pinnan albedosta lumisilla alueilla piirrettiin myös aikasarjoja kahdelle eri alueelle. Alueina käytettiin samoja alueita kuin lumen vesiarvoa tarkasteltaessa: Pohjois-Euraasia (0-180 °E, 40-85 °N) ja Pohjois-Eurooppa (3-40 °E, 55-72 °N).

8.2.1 Pohjois-Euraasia

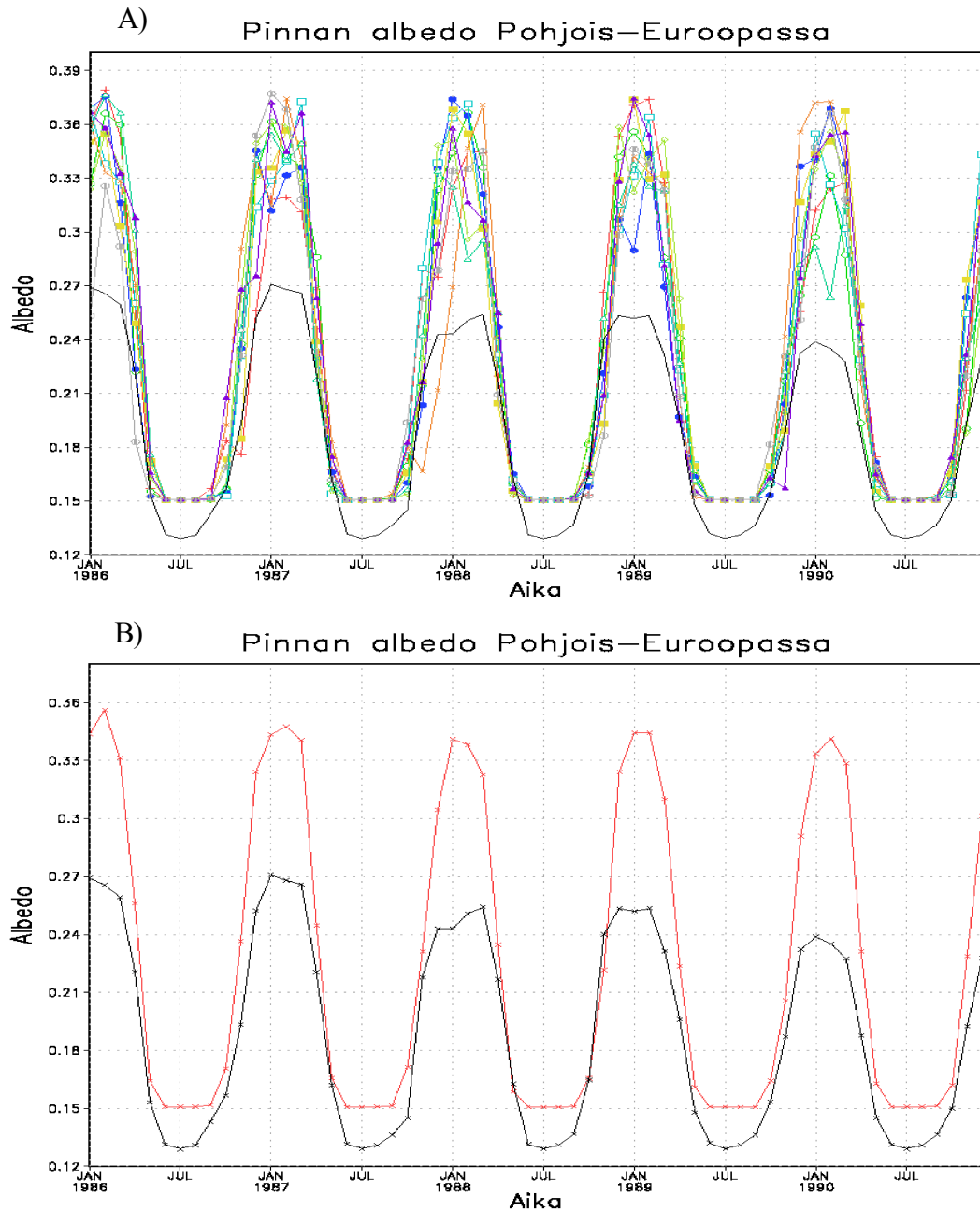
Kymmenen eri ECHAM5-simulaation pinnan albedot ovat selvästi suurempia kuin ERA-40:n pinnan albedo (kuva 15a). Toisaalta ECHAM5:n kymmenen eri ajon maksimiarvojen vaihteluväli näyttää melko pieneltä: suurimmillaankin se on vain noin 0,05 yksikköä. Vuodet, jolloin vaihteluväli oli suurin, näyttäisivät olevan 1989 ja 1990. Jokainen yksittäinen ECHAM5:n käyrä saa kuitenkin suurempia arvoja kuin ERA-40:n pinnan albedo.

Keskiarvo kymmenestä eri ECHAM5-ajosta näyttää varsin tasaiselta (kuva 15b). ERA-40:n pinnan albedossa ei myöskään erotu suuria vaihteluja vuosien välillä. Jakson loppupuolella ERA-40:n vuotuiset maksimiarvot näyttäisivät olevan aavistuksen verran alkupään maksimiarvoja alhaisempia.



Kuva 15: Pinnan albedo Pohjois-Euraasiassa 1986-1990. a) Värikkäät käyrät esittävät kymmenen eri ECHAM5-ajon pinnan albedoa, musta käyrä kuvaa ERA-40:n pinnan albedoa. b) Kymmenen ECHAM5-ajon pinnan albedon keskiarvo (punainen käyrä), ERA-40 pinnan albedo (musta käyrä).

8.2.2 Pohjois-Eurooppa



Kuva 16: Pinnan albedo Pohjois-Euroopassa 1986-1990. a) Värikkäät käyrät esittävät kymmenen ECHAM5-ajon pinnan albedoa, musta käyrä kuvaa ERA-40:n pinnan albedoa. b) Kymmenen ECHAM5-ajon keskimääräinen pinnan albedo (punainen käyrä), ERA-40 pinnan albedo (musta käyrä).

ERA-40:n pinnan albedo on Pohjois-Euroopankin alueella selvästi pienempi kuin ECHAM5:n vastaava (kuva 16). Ero on nyt kuitenkin vähäisempi kuin koko Pohjois-Euraasiassa: vain noin 0,1 yksikköä. Kuvassa 16a värikkäillä käyrillä esitettyjen

kymmenen eri ECHAM5-ajon vaihtelevuus on suurempi kuin koko Pohjois-Euraasian aluekeskiarvossa. Vaihteluvälin laajuuden arvioimista vaikeuttaa kuitenkin vuotuisen maksimiarvon osuminen eri simulaatioissa eri kuukausille. Kuvassa 16b esitettävä ECHAM5:n pinnan albedon kymmenen simulaation keskiarvon vuosien välinen vaihtelu on jälleen varsin vähäistä. ERA-40-käyrän mukaan pinnan albedon trendi olisi lievästi laskeva. Tämä on sopusoinnussa sen kanssa, että ERA-40:n lumen vesiarvot alenevat tarkastelujakson loppua kohti.

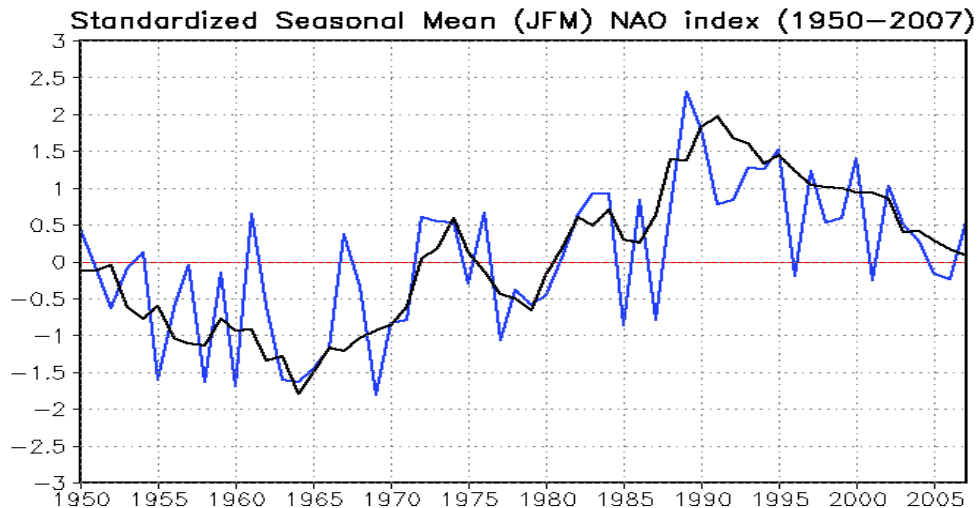
9. TULOSTEN TARKASTELUA

9.1 Lumen vesiarvo

Lumen vesiarvoaineistoista saadut tulokset (kuvat 3-11) osoittivat, että lumen vesiarvo saa ECHAM5-simulaatioissa enimmäkseen pienempiä arvoja kuin ERA-40-analyysin mukaan, mutta vuosien välinen vaihtelevuus on ERA-40-aineistossa tarkastelujaksolla suurempaa. Vaihtelu on voimakasta varsinkin Pohjois-Euraasian Euroopan puoleisessa osassa.

Visbeckin et al. (2001) mukaan Atlantin alueella ilmastoa luonnehtii huomattava vaihtelevuus. Suuri osuus tästä vaihtelusta on liitettävissä Pohjois-Atlantin värähtelyyn (NAO). Kun Pohjois-Atlantin värähtelyn voimakkuutta kuvaava NAO-indeksi on positiivinen, Pohjois-Euroopassa on tavallista lämpimämpää ja kosteampaa, kun taas Välimeren seudulla on kuivempaa ja kylmempää. NAO-indeksi saavutti ennätysellisen korkeita arvoja muun muassa vuonna 1989 ja muutamina sen jälkeisinä vuosina (Visbeck et al. 2001, Hurrell 1995). Kuvasta 17 nähdään NAO-indeksin arvot vuosina 1950-2007.

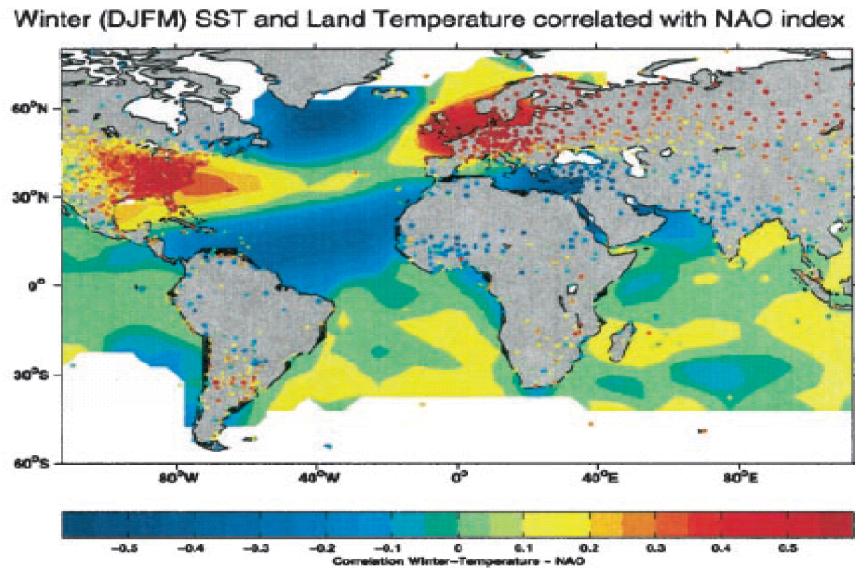
NAO:n positiivinen vaihe 1980-luvun lopulla selittää hyvin ERA-40:n lumen vesiarvon matalia arvoja samaan aikaan (kuvat 9 ja 11). Eriyisen selvästi lumen vähyys jakson kahtena viimeisenä vuotena erottuu juuri Pohjois-Euroopan aikasarjassa (kuva 11b), missä Pohjois-Atlantin värähtelyn vaikutus on voimakas. Koko Pohjois-Euraasian mittakaavassa ilmiön vaikutus lumen määrään on tietysti vähäisempi.



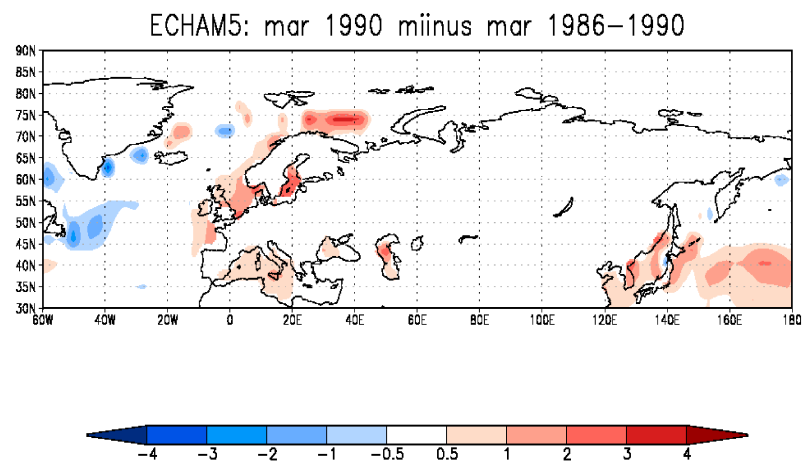
Kuva 17: NAO-indeksin tammi-maaliskuun keskimääräiset arvot vuosina 1950-2007 (sininen käyrä) sekä viiden vuoden liukuva keskiarvo (musta käyrä) (NOAA, 2005).

ECHAM5-ajoista saadut tulokset eivät sovi yhtä hyvin yhteen NAO-indeksin kanssa. Varsinkin koko Pohjois-Euraasian alueella vuosien välinen vaihtelu ja toisaalta myös eri simulaatioiden välinen vaihtelu on melko pientä. Pelkästään Pohjois-Euroopan alueen tuloksissa sentään näkyy jonkin verran vuosien välistä vaihtelua. Myös eri simulaatioiden välinen vaihtelu on melko laajaa. NAO:n positiivinen vaihe 1980-luvun lopussa ei kuitenkaan erotu ECHAM5-simulaatioissa niin selvästi kuin ERA-40:n tuloksissa. ECHAM5-simulaatioiden keskiarvo saavuttaa matalimmat arvonsa vuosina 1988 ja 1990 toisin kuin ERA-40, jonka matalimmat arvot osuivat vuosille 1989 ja 1990.

Bjerknes (1964) osoitti, että meriveden pintalämpötilojen vaihtelu ja NAO-ilmion voimakkuus ovat sidoksissa toisiinsa. Pohjois-Atlantilla meriveden pintalämpötilojen on NAO:n positiivisen vaiheen talvina havaittu muodostavan kolmeen osaan jakautuvan kuvion: subpolaarisella alueella kylmä anomalia, keskileveysasteilla lämmin anomalia ja päiväntasaajan ja 30 °N leveyspiirin välillä kylmä anomalia (kuva 18). Koska tutkituissa ECHAM5-simulaatioissa oli pakotteena käytetty havaittua merenpintalämpötilan jakaumaa, päätettiin tutkia, löytyykö tällainen NAO-ilmioon liittyvä lämpötilakuvio tarkastelujaksolla Atlantilla.



Kuva 18: NAO-indeksin korrelaatio merenpintalämpötilan ja maa-alueiden ilman lämpötilan kanssa (Visbeck et al. 2001).



Kuva 19: ECHAM5:n vuoden 1990 maaliskuun meriveden pintalämpötilan poikkeama jakson 1986-1990 maaliskuun keskimääräisen meriveden pintalämpötilasta.

Tutkittavalle ajanjaksolle laskettiin meriveden pintalämpötilan talven ja maaliskuun keskimääräinen arvo ja lisäksi kunkin yksittäisen vuoden talvien ja maaliskuiden erotus näistä. Saaduista tuloksista nähtiin, että kahtena ensimmäisenä talvena ja maaliskuuna (1986 ja 1987) Itämerellä ja sen lähialueilla merivesi oli hieman keskimääräistä kylmempää. Vuonna 1988 Itämerellä sekä myös Grönlannin eteläkärjen tienoilla merivesi oli keskimääräistä hieman lämpimämpää. Seuraavana vuonna 1989 varsin-

kin maaliskuussa Itämerellä, Pohjanmerellä ja näiden lähialueilla merivesi oli tavanomaista lämpimämpää, myös Yhdysvaltain itärannikolla erottui lämpimämmän meriveden alue. Selkeimmin NAO-ilmiön vaikutus meriveden lämpötilaan näkyy kuitenkin talvella ja maaliskuussa 1990 (kuva 19). Tällöin merivesi oli paikoin jopa kolme astetta tavanomaista lämpimämpää. Grönlannin eteläkärjen tienoilla taas näkyy muutamia alueita, joilla merivesi oli normaalia viileämpää. Lämpötilaerot vuosina 1989 ja 1990 muistuttavat siis kuvan 18 mukaisia lämpötilapoikkeamia.

NAO-indeksin korkeat arvot vuosina 1989 ja 1990 siis erottuvat ainakin jossain määrin ECHAM5:n käyttämissä meriveden lämpötiloissa varsinkin Euroopan puoleisella Atlantilla. Samassa määrin ne eivät kuitenkaan tunnu erottuvan ECHAM5:n lumen vesiarvossa. ECHAM5:n lumen vesiarvon maksimiarvo on Pohjois-Euroopassa vuonna 1990 matalimmillaankin noin 0,03 m ERA-40:n maksimiarvoa korkeampi ja suurimmillaan ero on yli 0,07m (kuva 11a). Mistä tämä ero johtuu? Kenties meriveden lämpötilojen havaittu jakauma ei yksistään ole riittävä pakote tuottamaan havaitun kaltaista vaihtelua lumen vesiarvoon. Vuosina 1989 ja 1990 lumen määrä Pohjois-Euroopassa vaikuttaa kuitenkin olleen poikkeuksellisen alhainen. Lieneekin myös mahdollista, että ECHAM5:lle näin alhaisten lumen vesiarvojen tuottaminen on yksinkertaisesti vaikeaa. Jakson kolmena ensimmäisenä vuonna, jolloin lunta oli ERA-40:n mukaan enemmän, yksikään ECHAM5-simulaatio ei saavuta yhtä korkeaa maksimiarvoa kuin ERA-40 Pohjois-Euraasian alueella. Pohjois-Euroopan alueella-kin vain vuonna 1987 yhden ECHAM5-simulaation maksimiarvo on ERA-40:n maksimiarvoa suurempi. ECHAM5 ei siis ylipäätään tunnu tavoittavan äärimmäisiä arvoja ja tarkastelujaksolla.

ECHAM5:n eri simulaatioiden vaihteluväli on Pohjois-Euroopan alueella huomattavasti koko Pohjois-Euraasian aluetta laajempi (kuvat 9 ja 11). Myös ERA-40:n mukaan tarkastelujakson kahden viimeisen ja kolmen ensimmäisen vuoden välillä on Pohjois-Euraasian alueella selvästi pienempi ero kuin Pohjois-Euroopan alueella. Onkin ilmeisesti niin, että koko Pohjois-Euraasian alueella lumen vesiarvon talven kokonaismäärän vuosien välinen vaihtelu on melko pientä mantereen suuren koon vuoksi, ja koska Uralin itäpuolella lunta on lähes kaikkina talvina aina runsaasti. Vuosien välisen vaihtelun eroja Pohjois-Euraasian itä- ja länsireunoilla selittänee myös mantereen sijainti länsituulten vyöhykkeellä (esim. Holton 1992 s. 142-146,

313-315). Euroopan puolella Atlantilta puhaltavat läntiset tuulet tuovat mantereelle kosteutta ja lauhaa ilmaa, Aasian itärannikolla taas vallitsevat tuulet puhaltavat mantereelta merelle päin. Tiedetään myös, että niin kutsutut myrskyradat kulkevat Atlantin ja Tyynen Valtameren länsireunoilta itään päin (Holton 1992 s.142-146) ja aiheuttavat siis Valtamerien itäreunoilla (Eurooppa ja Pohjois-Amerikka) vaihtelua ilmastollisissa oloissa. Näin ollen Aasian itärannikolla vaihtelu on pienempää, mikä erottuu ainakin jollakin tavalla ERA-40:n ja ECHAM5:n aineistoista saaduista tuloksista.

ERA-40:n ja ECHAM5:n lumen vesiärvot siis poikkeavat toisistaan. Tärkein eroa aiheuttava tekijä ERA-40:n ja ECHAM5:n välillä on lumen mallintamisen erilaisuus: ERA-40:ssä on mukana havainnot, ECHAM5 on vain ilmakedän yleisen kierto liikkeen malli. Onkin tärkeää muistaa, että paraskin ilmastomalli on kuitenkin vain puutteellinen kuvaus todellisesta maailmasta.

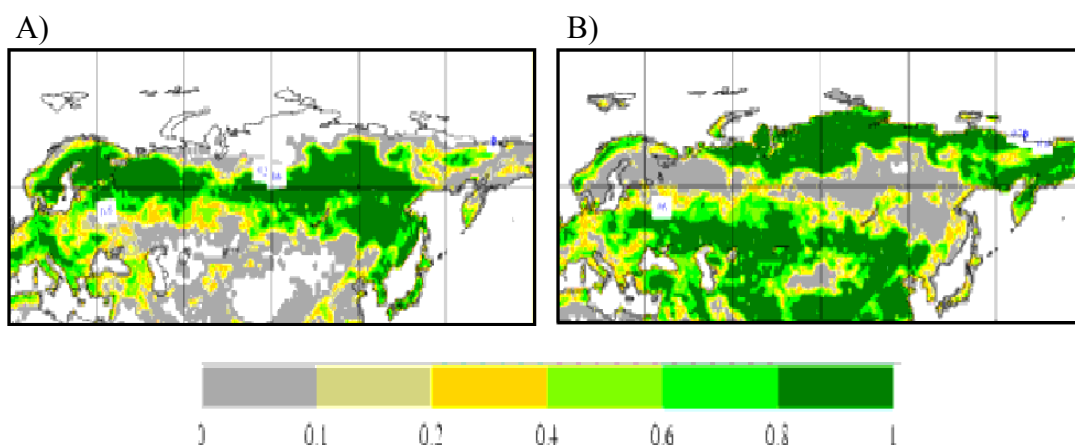
9.2 Pinnan albedo

Pinnan albedon osalta ECHAM5:n arvot olivat lähes kauttaaltaan ERA-40:n pinta-albedoa suurempia (kuvat 13-16). Suurimmillaan erot olivat keskisessä ja itäisessä Siperiassa. Lumen peittämän alueen reunoilla erot olivat vähäisiä.

Peruskartaston (1986) mukaan Pohjois-Euraasia näyttäisi olevan suureksi osaksi havumetsävyöhykettä, pohjoisilla rannikkoalueilla kasvillisuus on tundraa. Vyöhykkeellä, joka kulkee muun muassa Mustanmeren ja Kaspianmeren pohjoispuolitse, vallitsevat kasvillisuusvyöhykkeet ovat heinäaro ja pensasaro. Keski-Eurooppa kuuluu laajalti lehtimetsävyöhykkeeseen, Pohjois-Eurooppa on havumetsäaluetta.

Kuvassa 20 on esitetty ERA-40:n korkean ja matalan kasvillisuuden jakaumat. Kun Peruskartaston kasvillisuusvyöhykkeitä verrattiin ERA-40:n korkean ja matalan kasvillisuuden suhteisiin, huomattiin, että varsinkin havumetsävyöhyke ja ERA-40:n korkeimman kasvillisuuden vyöhykkeet osuvat varsin hyvin samoilta seuduille. Matalimman kasvillisuuden alue alueen pohjoisosassa oli ERA-40:n mukaan hieman laajempi kuin Peruskartaston esittämä tundra-alue. Erot ovat kuitenkin melko pieniä. Myös ERA-40:n korkean kasvillisuuden vyöhykkeen eteläpuolelle sijoittuva laajahko

matalan kasvillisuuden alue osui varsin hyvin yhteen Peruskartaston kuvaaman heinä- ja pensasaroalueen kanssa. ERA-40 kuvaa siis melko realistisesti kasvillisuuden jakaumaa Pohjois-Euraasiassa.

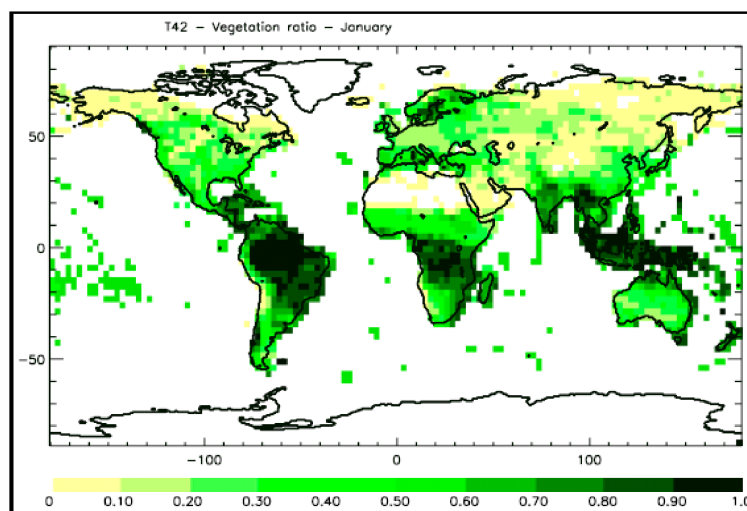


Kuva 20: ERA-40:n korkean ja matalan kasvillisuuden jakauma. a) Korkean kasvillisuuden osuus, b) matalan kasvillisuuden osuus Pohjois-Euraasian alueella (ECMWF 2004, IFS-Dokumentation, IV Physical Processes, luku 10).

Kun kuvaa 20 vertaa ERA-40:n pinnan albedoa esittäviin talven ja maaliskuun kuviin 13a ja 14a, huomaa, että eriväristen alueiden rajat ovat kaikissa varsin samanmuotoisia. Alueilla, missä albedo saa korkeita arvoja, matalan kasvillisuuden osuus on suurin. Niillä alueilla, missä korkea kasvillisuus on vallitsevaa, albedon arvot ovat matalimmillaan. Pinnan albedo noudattelee siis varsin hyvin kasvillisuusvyöhykkeiden rajoja.

Hagemann (2002) kirjoittaa ECHAM5:ssä käytetystä maanpintaparametrisoinnista (kasvillisuus, ekosysteemit, maanpinnan ominaisuudet ym.). Tässä maanpintaparametrisoinnissa on edelliseen versioon verrattuna uutta kasvillisuuden kuukausittainen vaihtelu vuodenaikojen mukaan. Tätä ilmentää lehtialaindeksin (LAI) vaihtelu. Kuvassa 21 on esitetty kyseisen maanpintaparametrisoinnin mukainen ECHAM5:n kasvillisuuden osuus tammikuussa. Kun kuvaa verrataan ERA-40:n vastaavaan parametriin (kuva 20a), huomataan, että kasvillisuutta on ERA-40:n kuvassa varsinkin Siperiassa huomattavasti enemmän. Myös muualla Pohjois-Euraasian alueella kasvillisuus on ERA-40:ssä runsaampaa. Siperian pohjoisilla alueilla ECHAM5:n tundrankaltainen vähäisen kasvillisuuden peittämä alue on

ERA-40:n vastaavaa selvästi laajempi. Kyseiset erot kasvillisuudessa lienevätkin suurin selittäjä ERA-40:n ja ECHAM5:n välisille pinta-albedon eroille.



Kuva 21: ECHAM5:n T42-erotuskyvyn (hilaväli n. 300 km) mukainen kasvillisuuden osuus tammikuussa. Mitä tummempi väri, sitä enemmän alueella on kasvillisuutta (Hagemann 2002).

Roesch ja Roeckner (2006) arvioivat ECHAM5:n kykyä kuvata pinnan albedoa. He havaitsivat, että ECHAM5 yliarvioi pinnan albedoa huomattavasti juuri lumi-peitteisissä metsissä eli pohjoisella havumetsävyöhykkeellä. Tämä puutteellisuus esiintyi ilmeisimpänä Siperian itäosassa. Myös tässä tutkimuksessa saatujen tulosten mukaan suurimmat erot ERA-40:n ja ECHAM5:n pinta-albedojen välillä osuvat Siperian keski- ja itäosiin (kuvat 13c ja 14c). Roeschin ja Roecknerin (2006) mukaan kyseinen ongelma liittyy Hagemannin (2002) uuteen maanpinta-parametrisointiin: lehtialaindeksin (LAI) vuodenaikaisvaihtelu vähentää talvisin liiaksi puiden latvustojen maanpinnan lunta peittävää vaikutusta. Puiden runkojen ja oksien peittävää vaikutusta ei oteta riittävästi huomioon. Tämän perusteella vaikuttaisikin siltä, että varsinkin havumetsävyöhykkeellä ERA-40:n kuvaus pinnan albedosta on realistisempi kuin ECHAM5:n.

Pohjoisen tundravyöhykkeen alueella molemmissa malleissa kasvillisuus on vähäistä, mutta pinta-albedossa näkyy silti eroja. Näitä eroja ei voidakaan selittää kasvillisuuseroilla. Todennäköisin selittäjä lienee tässä tapauksessa albedojen erilainen

laskentatapa. ERA-40:n pinta-albedoon vaikuttava lumialbedo on prognostinen muuttuja, joka ottaa huomioon lumen ikääntymisen. Lumialbedo pienenee, kun lumi ikääntyy. Lumialbedo saa korkeita arvoja vain silloin, kun lumi on vastasatanutta. ECHAM5:n pinta-albedo on parametrisoitu, eikä sen osana oleva lumialbedo ota huomioon lumen ikääntymistä. Vaikuttavat tekijät ovat lumen vesiarvo, lämpötila sekä maanpinnan ominaisuudet kuten esimerkiksi kasvillisuus.

Koska RCA3-mallissa lumialbedo mallinnettiin samoin kuin ERA-40:n käyttämässä IFS-mallissa, voisi tämän perusteella päätellä, että RCA3:n ja ERA-40:n hilaruudun keskimääräisen pinta-albedon välillä ei lumipeitteisillä alueilla ole kovin suurta eroa. RCA3:ssa käytettiin kuitenkin muiden pintojen albedoina vakioarvoja, kun taas ERA-40:ssa painotettiin klimatologiaa, joten erojakin varmasti löytyisi.

10. YHTEENVETO

Tässä tutkielmassa tarkasteltiin lumen vesiarvon ja pinnan albedon mallintamista Pohjois-Euraasian alueella Euroopan keskuksen uudelleenanalyysiprojektissa, ERA-40:ssä, ilmakehän yleisen kiertoliikkeen mallissa, ECHAM5:ssä sekä esimerkinomaisesti yhdessä alueellisessa ilmastomallissa, RCA3:ssa. Lumi itsessään on ilmaston ja sen muutosten kannalta merkittävä elementti; ilmaston lämpeneminen vaikuttaa suoraan lumen määrään, lumipeitteen laajuuteen ja talven kestoon monilla alueilla, ja toisaalta lumi vaikuttaa monella tavalla ilmastoon. Lumihavaintoja tehdäänkin eri puolilla maapalloa erilaisilla mittausmenetelmillä, ja lumisuuden viimeaikaisista muutoksista on tehty useita tutkimuksia.

Lumen vesiarvo on ERA-40:n käyttämässä IFS-mallissa, ECHAM5:ssä ja RCA3:ssa prognostinen eli ennustettava muuttuja. Tärkeä ero mallien välillä on kuitenkin se, että ERA-40:ssä mallin laskemaa lumen vesiarvoa on korjattu havainnoilla kuuden tunnin välein. ERA-40:n lumen vesiarvoa voidaan siis pitää varsin realistisena kuvauksena lumen määrästä.

ECHAM5-simulaatioita oli kymmenen, ja niissä oli pakotteena käytetty havaittua

merenpintalämpötilan ja merijään jakaumaa. Näistä kymmenestä simulaatiosta laskettiin keskiarvo mallin simuloiman ilmaston sisäisen vaihtelun vaikutuksen vähentämiseksi. ERA-40:n ja ECHAM5:n talven ja maaliskuun lumen vesi-arvoa ja pinnan albedoa verrattiin toisiinsa jaksolla 1986-1990. Erikseen tarkasteltiin lisäksi aluekeskiarvoja Pohjois-Euraasian ja Pohjois-Euroopan alueilla. ERA-40-aineiston kuukausikeskiarvojen vuotuisia maksimi-arvoja verrattiin myös INTAS-SCCONE-havainto-aineistoon, joka sisälsi lumen vesi-arvon vuotuisia maksimi-arvoja entisen Neuvostoliiton alueella.

Aineistoista saatujen tulosten mukaan ERA-40:n lumen vesi-arvo oli monilla alueilla ECHAM5:n lumen vesi-arvoa suurempi. Suurimmillaan ERA-40:n ja ECHAM5:n väliset erot olivat lumen vesi-arvon maksimialueilla Euraasian keskiosissa. ECHAM5:n maksimi-arvot jäivät selvästi ERA-40:n lumen vesi-arvoa pienemmiksi. Reuna-alueilla erot olivat melko pieniä. Eri vuosien välistä vaihtelua tarkasteltaessa huomattiin myös, että ERA-40:n lumen vesi-arvo sai varsinkin Pohjois-Euroopan alueella huomattavan pieniä lumen vesi-arvoja jakson lopulla suuren NAO-indeksin vuosina 1989 ja 1990. ECHAM5 ei tavoittanut tällaista NAO-ilmiöstä aiheutuvaa vuosien välistä vaihtelua huolimatta merenpintalämpötilan havaintoihin perustuvasta jakaumasta. Yksikään ECHAM5-simulaatio ei saavuttanut näinä vuosina yhtä matalia arvoja kuin ERA-40. Lieneekin mahdollista, että merenpinnan lämpötilajakauma ei yksistään ole riittävän voimakas pakote tuottamaan ERA-40:n kaltaista vaihtelua lumen vesi-arvoon. Toisaalta vaikuttaisi myös siltä, että hyvin pienet ja suuret lumen vesi-arvot ovat ECHAM5:lle vaikeita saavuttaa.

ERA-40-aineiston ja INTAS-SCCONE-aineiston väliset erot eivät olleet kovin suuria. Maksimi-arvot osuivat samoille alueille, mutta ERA-40-aineiston arvot olivat monilla alueilla hieman INTAS-SCCONE-aineiston arvoja pienempiä. Tämä selittynee ainakin osittain sillä, että ERA-40:n vuotuiset maksimi-arvot oli poimittu kuukausikeskiarvoista, jolloin kuukausien sisäinen vaihtelu oli tasoittunut pois.

Hilaruudun keskimääräinen pinnan albedo on ECHAM5:ssä parametrisoitu suure, ja se muodostuu erilaisten pintojen albedoista, muun muassa lumialbedosta. ERA-40:ssä pinnan albedon osana oleva lumialbedo on diagnostinen, muilta osin se pe-

rustuu pääasiassa klimatologiseen tausta-albedoon. Varsinaisia pinnan albedon havaintoja ei siis ERA-40:ssä ole käytetty. Myös RCA3:n lumialbedo on diagnostinen, ja sen laskenta tapahtuu samoin kuin ERA-40:n käyttämässä IFS-mallissa. Muilta osin RCA3:n pinnan albedo muodostuu muiden pintojen vakioarvoisista albedoista.

Kun ERA-40:n ja ECHAM5:n pinta-albedoja vertailtiin tarkastelujakson talvina ja maaliskuina, huomattiin, että ECHAM5 saa suurempia arvoja. Suurimmillaan ero oli Siperian keski- ja itäosissa pohjoisen havumetsävyöhykkeen alueella. Samankaltaista ECHAM5:n pinnan albedon liioittelua havumetsävyöhykkeellä havaitsivat myös Roesch ja Roeckner (2006), joten tämän nojalla voidaan arvioida ERA-40:n pinnan albedon olevan realistisempi kuvaus. ERA-40:n pinnan albedo noudatteleekin varsin tarkkaan erilaisten kasvillisuusvyöhykkeiden rajoja. Eroja ECHAM5:n ja ERA-40:n pinnan albedoon aiheuttaa myös suureiden erilainen laskentatapa: ERA-40:n pinnan albedon laskennassa otetaan huomioon esimerkiksi lumen ikääntyminen, mikä pienentää albedoa. ECHAM5:stä tämä puuttuu. Pinnan albedon vuosien välinen vaihtelu on molemmissa malleissa melko pientä. Pohjois-Euroopan alueella ERA-40:ssä näkyy lievää laskevaa trendiä jaksolla 1986-1990, mikä sopii yhteen lumen vesiaron laskevan kehityksen kanssa. ECHAM5:n kymmenen simulaation keskiarvossa tällaista ei erotu. Toisaalta eri simulaatioiden välinen vaihtelu on ECHAM5:ssä melko suurta.

Kaiken kaikkiaan ECHAM5:n ja ERA-40:n lumen vesi-arvoista löytyi sekä samanlaisia että erilaisia piirteitä, pinnan albedon osalta eroja oli enemmän. Nykyilmaston lumiolojen kuvaajana ECHAM5:stä löytyi siis joitakin puutteita. Toki on muistettava, että tarkasteltava jakso (1986-1990) oli melko lyhyt. Tämän tutkimuksen tulosten pohjalta voisikin olla kiinnostavaa vertailla ECHAM5:n ja ERA-40:n lumisuureita pidemmältäkin ajanjaksolta ja varsinaisen havaintoaineiston tai jonkin alueellisen ilmastomallin aineiston kanssa. Jatkotutkimusta voisi kaivata meriveden pintalämpötilojen ja lumen määrän välinen yhteys, koska ECHAM5:n pakotteena käytetty merenpintalämpötilajakauma ei näyttäisi olleen riittävän voimakas pakote tuottamaan havaitun kaltaisia lumiolosuhteita. Myös ECHAM5:n kykyä mallintaa hyvin suuria ja pieniä lumen vesi-arvoja voisi olla kiinnostavaa tarkastella lähemmin.

KIITOKSET

Haluan esittää kiitokset Ilmatieteen laitoksen Ilmastotutkimusryhmälle yhteistyöstä ja mahdollisuudesta tehdä Pro Gradu -tutkielmani osana Suomen Akatemian rahoittamaa Snow-Clim-hanketta. Erityisesti kiitän Simo Järvenojaa, Petri Räisästä, Kimmo Ruosteenojaa, Raino Heinoa ja Ilmastopalvelun Pentti Piristä kaikesta avusta sekä ohjaajaani Kirsti Jylhää hyvistä neuvoista ja ohjeista. Lisäksi kiitos Lev Kitaeville ja Rossby-keskuksen Patrick Samuelssonille. Kiitos myös kaikille niille henkilöille, jotka ovat tukeneet ja kannustaneet minua tätä työtä tehdessäni.

KIRJALLISUUSLUETTELO

Betts, A. K. ja J. H. Ball, 1997: *Albedo over the boreal forest*. Journal of Geophysical Research, 1028, s. 28901-28909

Bjerknes, J., 1964: *Atlantic air-sea interaction*. Advances in Geophysics, Academic Press, 10, s. 1-82

Brown, R. D., 2000: *Northern hemisphere snow cover variability and change, 1915-1997*. J. Climate, 13, 2339-2355.

Burroughs, W. J., 1999: *The Climate revealed*. Octopus Publishing Group Ltd, Lontoo, UK. 192 siv.

Christensen, J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr ja P. Whetton, 2007: *Regional Climate Projections*. Teoksessa: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor ja H. L. Miller (toim.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK ja New York, NY, USA.

Cohen, J., 1994: *Snow cover and climate*. Weather, 49, 150-156.

ECMWF, 2004: IFS Documentation CY23r4/CY25r1:
<http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/index.html>. Viitattu 11.10.2007

Hagemann, S., 2002: *An Improved Land Surface Parameter Dataset for Global and Regional Climate Models*. Report 336, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.

Heino, R., R. Vjacheslav ja L. Kitaev, 2006: *Snow-Cover Changes over Northern*

Eurasia during the Last Century INTAS-SCCONE Project. Ice and Climate News, 7, 6-7.

Holton, J. R., 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Third Edition. Academic Press, 511 s.

Hurrell, J. W., 1995: *Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation Regional Temperatures and Precipitation*. Science, 269, s. 676-679.

INTAS-project (2002-2005), 2005. *Snow Cover Changes Over Northern Eurasia during the last century: circulation consideration and hydrological consequences (SCCONE)*, Final Report.

Jylhä K., S. Fronzek, H. Tuomenvirta, T. R. Carter ja K. Ruosteenoja, 2007: *Changes in frost, snow and Baltic sea ice by the end of twenty-first century based on climate model projections for Europe*. Climatic Change, DOI 10.1007/s10584-007-9310-z.

Kitaev, L., E. Førland, R. Vjacheslav, O. E. Tveito ja O. Krueger, 2005: *Distribution of snow cover over Northern Eurasia*. Nordic Hydrology, 36, 311-319.

Kitaev, L., A. Kislov, A. Krenke, V. Razuvaev, R. Martuganov ja I. Konstantinov, 2002: *The snow cover characteristics of northern Eurasia and their relationship to climatic parameters*. Boreal Environment Research, 7, s. 437-445.

Koistinen, J., 2001: *Synoptinen Meteorologia*. Luentomoniste, Helsingin yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos. 172 s.

Lemke, P., J. Ren, R. B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R. H. Thomas ja T. Zhang, 2007: *Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground*. Teoksessa: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor ja H. L. Miller (toim.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Moberg, A., H. Tuomenvirta ja Ø. Nordli, 2005: *Recent Climatic Trends*. Teoksessa: Seppälä, M. (toim.): *The Oxford Regional Environments Series, The Physical Geography of Fennoscandia*. Oxford University Press, s. 113-133.

Mustonen, S. (toim.), 1986: *Sovellettu hydrologia*. Mäntän Kirjapaino Oy, Mänttä, 503 s.

NOAA, 2005. CPC – Teleconnections: NAO:

http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/JFM_season_ao_index.shtml
Viitattu 29.1.2008.

Roesch, A. ja E. Roeckner, 2006: *Assessment of snow cover and surface albedo in the ECHAM5 general circulation model*. J. Climate, 19, s. 3828-3843.

Roesch, A., M. Wild, H. Gilgen ja A. Ohmura, 2001: *A new snow cover fraction parameterization for the ECHAM4 GCM*. Climate Dynamics, 17, s. 933-946.

Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida ja A. Tompkins, 2003: *The atmospheric general circulation model ECHAM5, part I*. Report 349, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.

Ruosteenoja, K., K. Jylhä ja H. Tuomenvirta, 2005: *Climate scenarios for FINADAPT studies of climate change adaptation*. FINADAPT Working Paper 15, Finnish Environment Institute Mimeographs 345, Helsinki, 38 s.

Räisänen, J., 2007: *Warmer climate – less or more snow*. Climate Dynamics. Published online 12.7.2007. Springer Verlag 2007, Berlin/Heidelberg.

Räisänen, P., S. Järvenoja, H. Järvinen, M. Giorgetta, E. Roeckner, K. Jylhä ja K. Ruosteenoja, 2007: *Tests of Monte Carlo Independent Column Approximation in the ECHAM5 Atmospheric GCM*. J. Climate, 20, s. 4995-5011.

Samuelsson, P., S. Gollvik ja A. Ullerstig, 2006: *The land-surface scheme of the*

Rosby Centre regional atmospheric climate model (RCA3). Report in Meteorologi, 122, SMHI, SE-601 76 Norrköping, Sweden, 43 s.

Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Anderson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van den Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo ja J. Woollen, 2005: *The ERA-40 re-analysis*. Q. J. R. Meteorol. Soc, 131, s. 2961-3012.

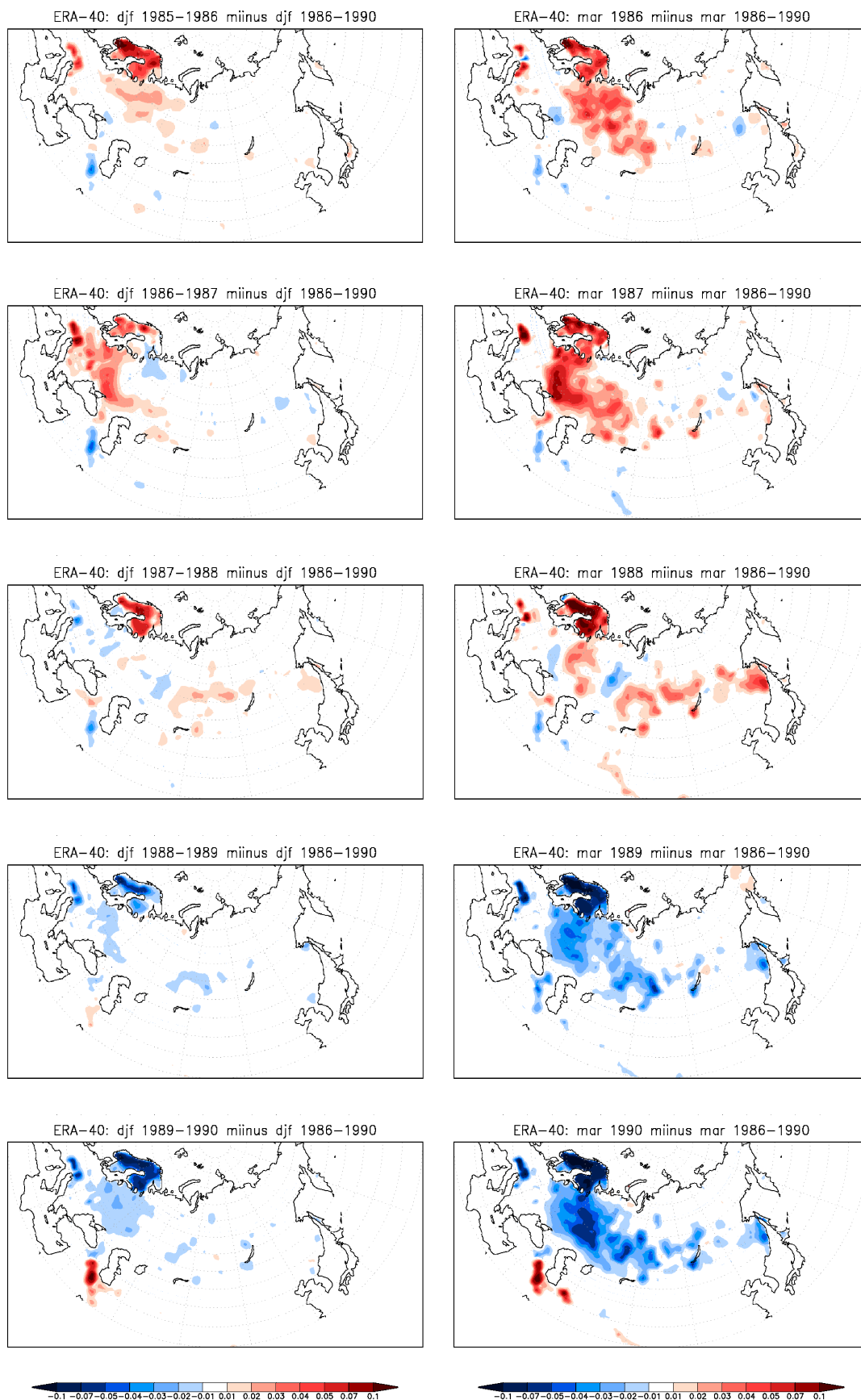
Vavrus, S., 2007: *The role of terrestrial snow cover in climate system*. Climate Dynamics, 29, s. 73-88.

Visbeck, M. H., J. W. Hurrell, L. Polvani ja H. M. Cullen, 2001: *The North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future*. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 98, s. 12876-12877.

Viterbo, P. ja A. K. Betts, 1999: *Impact on ECMWF forecasts of changes to the albedo of the boreal forests in the presence of snow*. Journal of Geophysical Research, 104, s. 27083-27810.

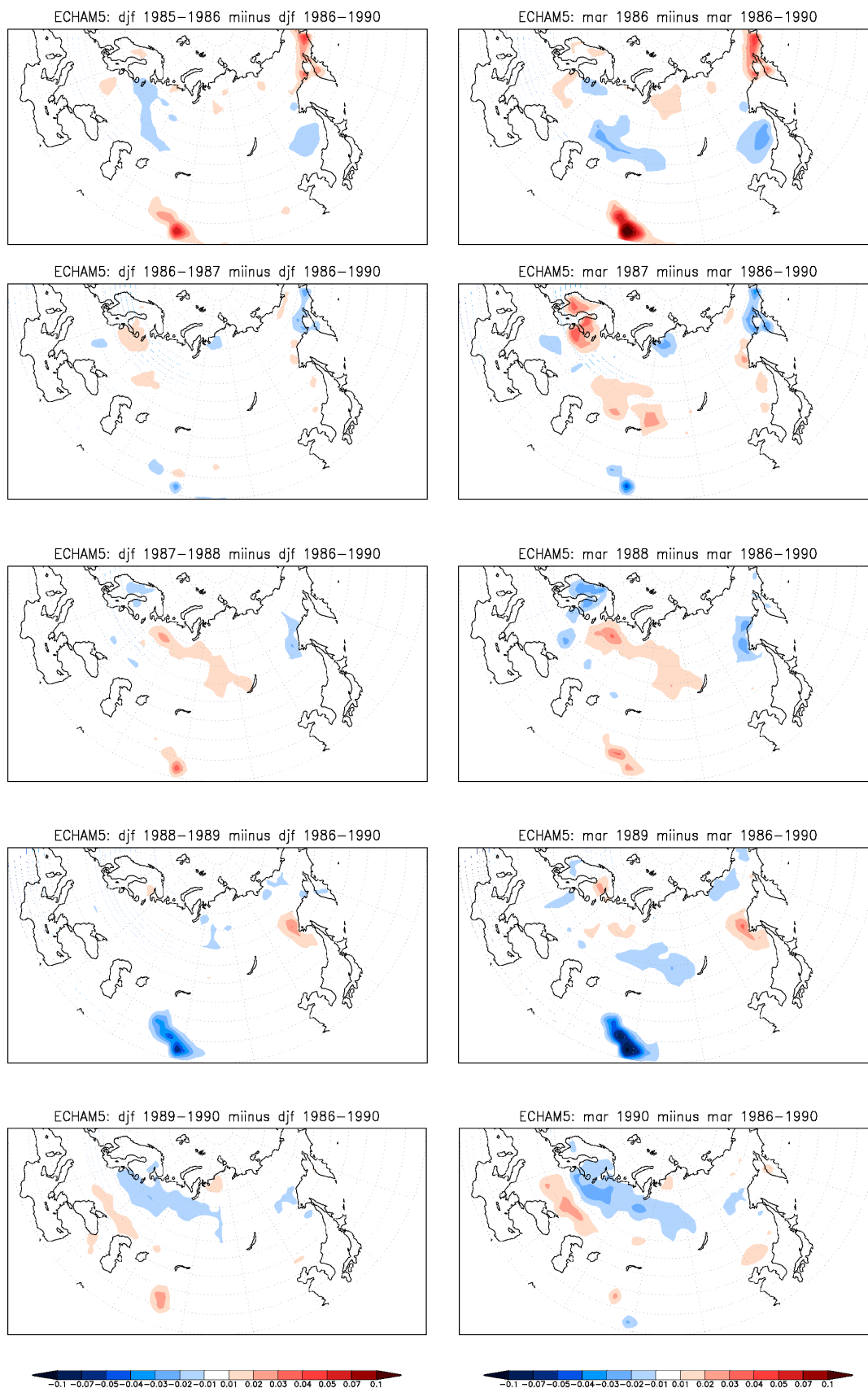
LIITE 1: ERA-40:N LUMEN VESIARVOKUVIA.

Talven ja maaliskuun vuotuisten arvojen poikkeamat (m) viiden vuoden keskimääräisistä arvoista jaksolla 1986-1990.



LIITE 2: ECHAM5:N LUMEN VESIARVOKUVIA.

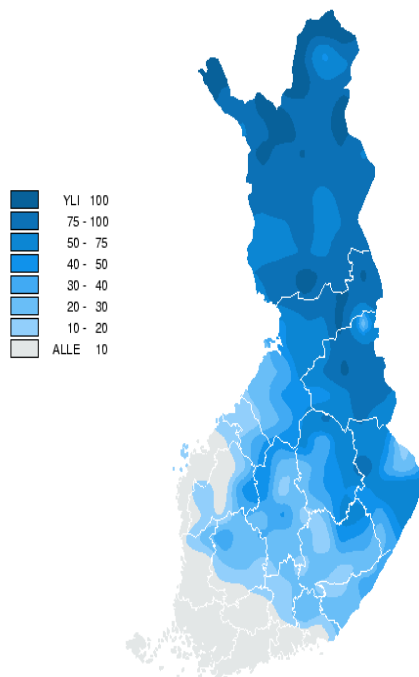
Talven ja maaliskuun vuotuisten arvojen poikkeamat (m) viiden vuoden keskimääräisistä arvoista jaksolla 1986-1990.



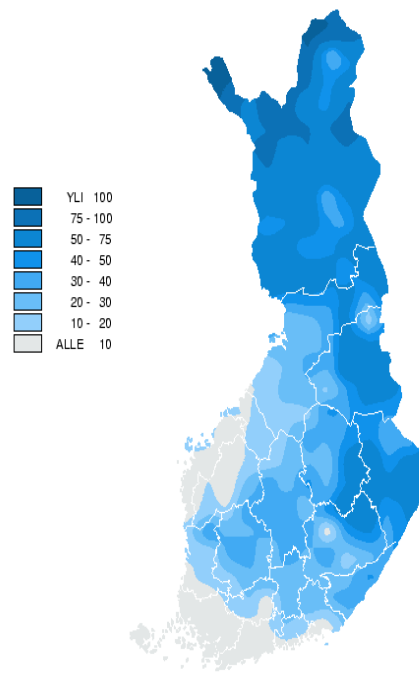
LIITE 3: ILMATIETEEN LAITOKSEN LUMENSYVYYSHAVAINTOJA.

15.3. 1989

15.3. 1990

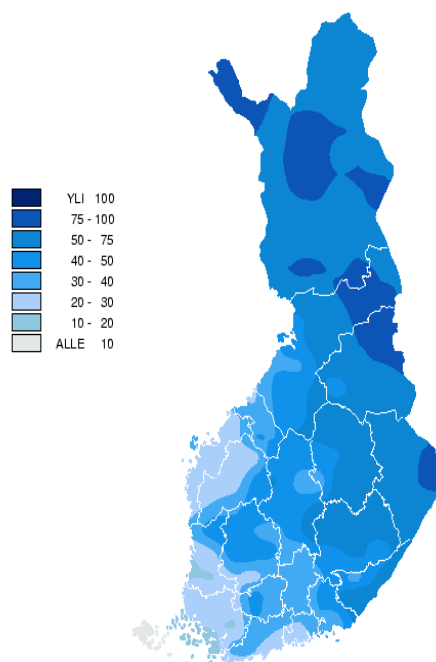


copyright: Ilmatieteen laitos



copyright: Ilmatieteen laitos

Lumen syvyyden keskiarvo (cm) 15.03. 1971-2000



copyright: Ilmatieteen laitos